

Capítulo 7
LIBRO GEOLOGÍA DE ESPAÑA
Sociedad Geológica de España
Instituto Geológico y Minero de España

Índice Capítulo 7

7- Estructura Alpina del Antepaís Ibérico.

Editor: G. De Vicente(1).

7.1 Rasgos generales.

G. De Vicente, R. Vegas(1), J. Guimerà(2) y S. Cloetingh(3).

7.1.1 Estilos de deformación y subdivisiones de las Cadenas cenozoicas de Antepaís.

G. De Vicente, R. Vegas, J. Guimerà, A. Muñoz Martín(1), A. Casas(4), N. Heredia(5), R. Rodríguez(5), J. M. González Casado(6), S. Cloetingh y J. Álvarez(1).

7.1.2 La estructura de la corteza del Antepaís Ibérico.

Coordinador: A. Muñoz Martín.

A. Muñoz-Martín, J. Álvarez, A. Carbó(1), G. de Vicente, R. Vegas y S. Cloetingh.

7.2 Evolución geodinámica cenozoica de la Placa Ibérica y su registro en el Antepaís.

G. De Vicente, R. Vegas, J. Guimerà, A. Muñoz Martín, A. Casas, S. Martín Velázquez(7), N. Heredia, R. Rodríguez, J. M. González Casado, S. Cloetingh, B. Andeweg(3), J. Álvarez y A. Oláiz (1).

7.2.1 La geometría del límite occidental entre África y Eurasia.

7.2.2 La colisión Iberia-Eurasia. Deformaciones “Pirenaica” e “Ibérica”.

7.2.3 El acercamiento entre Iberia y África. Deformación “Bética”.

7.3 Cadenas con cobertera: Las Cadenas Ibérica y Costera Catalana.

Coordinador: J. Guimerà.

7.3.1 La Cadena Costera Catalana.

J. Guimerà.

7.3.2 La Zona de Enlace.

J. Guimerà.

7.3.3 La unidad de Cameros.

J. Guimerà.

7.3.4 La Rama Aragonesa.

J. Guimerà.

7.3.5 La Cuenca de Almazán.

J. Guimerà.

7.3.6 La Rama Castellano-valenciana.

J. Guimerà, G. De Vicente y M.A. Rodríguez Pásqua(8).

7.3.7 La Sierras de Altomira y Bascuñana. La Cuenca de Loranca.

A. Muñoz Martín, G. De Vicente y J. Guimerà.

7.3.8 Estructura general contractiva de la Cadena Ibérica.

J. Guimerà.

7.3.9 El Surco de Valencia.

R. Vegas y G. de Vicente.

7.3.10 La tectónica extensional neógena-cuaternaria en la Cordillera Ibérica.
J.L. Simón Gómez(4).

7.4 Cadenas sin cobertera.

Coordinador: R. Vegas.

7.4.1 Rasgos generales, subdivisiones, relación con Pirineos y Béticas.

R. Vegas.

7.4.2 Cadenas cenozoicas del Noroeste peninsular

N. Heredia, R. Rodríguez, R. Vegas., G. De Vicente, S. Cloetingh, J. Giner(1) y J. M. González Casado

7.4.3 El Sistema Central.

G. De Vicente, R. Vegas, A. Muñoz Martín, J.M. González-Casado, A. Carbó, J. Álvarez, S. Cloetingh, P. Andriessen, F.J. Elorza(9) y A. Oláiz.

7.4.3.1 El Sector de Enlace con la Cadena Ibérica.

7.4.3.2 Somosierra y Guadarrama.

7.4.3.3 Gredos.

R. Vegas, G. de Vicente, A. Muñoz Martín y J. Álvarez.

7.4.4.Sierra de Gata-Peña de Francia.

R. Vegas y G. de Vicente.

7.4.5 Los Montes de Toledo.

R.Vegas, G. de Vicente, P. Andriessen(3) y S. Martín Velázquez.

7.4.6 Las sierras de Guadalupe-Montánchez.

J. Álvarez, A. Muñoz Martín, R. Vegas y G. de Vicente.

7.4.7 Sierra Morena.

R.Vegas y G. de Vicente.

7.5 Morfotectónica del antepaís Ibérico. Deformaciones de gran radio.

coordinador: S. Cloetingh.

S. Cloetingh, R. Vegas, G. de Vicente, E. Burov(10), F. Beekman(3), B. Andeweg, P.M. Andriessen y D. García Castellanos(11).

7.5.1 Tectónica activa y sismotectónica del antepaís Ibérico.

G. De Vicente, J. Giner, A. Muñoz Martín, D. Stich(12) y J. Morales(12).

- (1) Departamento de Geodinámica Universidad Complutense de Madrid
- (2) Departamento de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Barcelona
- (3) Facultad de ciencias de la Tierra y de la Vida. Universidad Libre de Ámsterdam
- (4) Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza
- (5) Instituto Geológico y Minero de España
- (6) Departamento de Q.A. y Geología. Universidad Autónoma de Madrid
- (7) Departamento de Geología. Universidad Rey Juan Carlos de Madrid
- (8) Universidad San Pablo – C.E.U. Madrid
- (9) Departamento de Matemática Aplicada. E.T.S.I.M. Universidad Politécnica Madrid
- (10) Laboratorio de Tectónica. Universidad P. y M. Curie. París
- (11) Instituto Jaume Almera. Barcelona
- (12) Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada

7- Estructura Alpina del Antepaís Ibérico

Editor: G. De Vicente

En este capítulo se describe la tectónica reciente de un área, el interior peninsular, tradicionalmente considerada como “estable”. El desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas en los años 70 del siglo pasado supuso un gran avance para la Geología, pero al mismo tiempo implicó también un cierto menosprecio de los procesos de deformación alejados de los límites de placas y, por consiguiente, de la Neotectónica. Es más, algunas de las estructuras tectónicas intraplaca fueron utilizadas como argumento en contra de la naciente teoría por los partidarios del “verticalismo”, en particular por los investigadores de la escuela rusa. De esta falta de interés se salvó, en la Península Ibérica, la Cadena Ibérica gracias, por una parte a los estudios estratigráficos y, por otra, al rápido establecimiento del concepto de “inversión tectónica” asociado a procesos de *rifting* (Álvaro et al. 1979).

Dada la marcada tendencia a la inversión de este tipo de estructuras (Hansen y Nielsen, 2003), las cadenas intraplaca con potentes rellenos sedimentarios, sobre todo mesozoicos, encontraron un rápido acomodo en la Tectónica de Placas. No fue hasta que avanzaron los estudios sobre nucleación de la deformación, y sobre todo el establecimiento del Mapa de Esfuerzos Mundial (*World Stress Map*, Zoback, 1992), que el concepto de “esfuerzos intraplaca” adquirió la suficiente entidad como para permitir relacionar otro tipo de cadenas y flexiones de gran radio, con los procesos que tienen lugar en los límites de placas (Cloetingh et al., 1999). Los esfuerzos tectónicos se mantienen constantes en orientación y características a lo largo de miles de Km. en el interior de las placas. Cualquier discontinuidad mecánica previa, no necesariamente una falla en inicio, favorablemente orientada respecto a dicho campo de esfuerzos, nucleará la deformación. Naturalmente, la intensidad de los esfuerzos, las condiciones reológicas, el acoplamiento mecánico entre orógeno y antepaís y los procesos de erosión, transporte y sedimentación, juegan un papel muy importante en el estilo final de la deformación intraplaca. En el caso de la Península Ibérica, las deformaciones del antepaís cenozoico parecen haber sido relativamente intensas, permitiendo no sólo la inversión del *rift* mesozoico de la Cadena Ibérica, si no también la construcción de una serie de cadenas importantes en el Macizo Ibérico, que había permanecido a salvo de los procesos extensionales anteriores.

De este modo, no hablamos ya de “zonas activas” y “zonas estables”, sino de zonas más o menos activas. Las placas no son ya aquellas planchas rígidas movidas por células de convección regulares que imaginaron los pioneros de la teoría. Son entidades más complejas, intermedias entre algo perfectamente regular y algo completamente aleatorio. Esta situación afecta también al concepto de *antepaís*, donde localmente se pueden producir deformaciones muy importantes, alejadas de los límites más activos, pero relacionadas con un proceso dinámico conjunto.

7.1 Rasgos generales

G. De Vicente, R. Vegas, J. Guimerá y S. Cloetingh

La Península Ibérica aparece hoy conformada por la amalgama de dos placas menores, la Placa Ibérica y parte de la de Alborán, que han sido relativamente independientes durante el Cenozoico y que han terminado finalmente aprisionadas entre dos placas mayores, la Africana y la Euroasiática. Esta compleja situación tectónica, unida a las distintas etapas de acoplamiento mecánico entre las placas involucradas y a la diferente reología entre el oriente y el occidente peninsulares, ha producido un patrón del relieve (fig. 7.1) y una distribución de Cuencas y Cadenas cenozoicas característicos (fig. 7.2), muy diferentes de los de otras áreas del antepaís alpino de Europa Occidental.

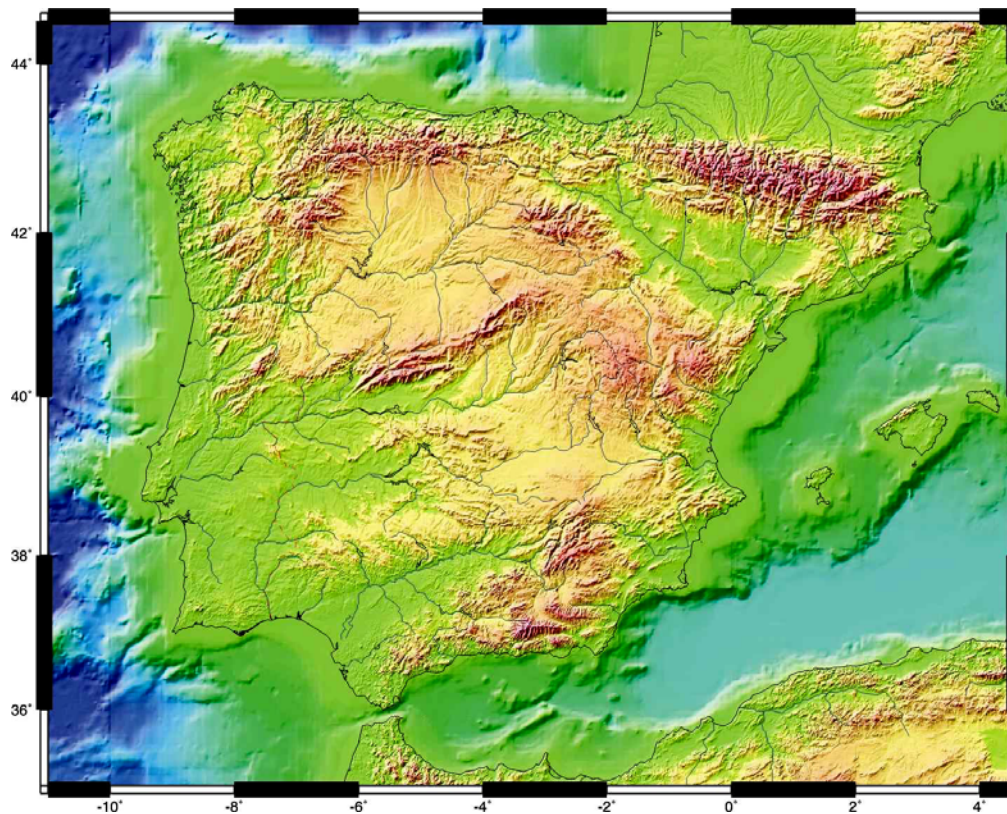


Figura 7.1
Relieve de la Península Ibérica

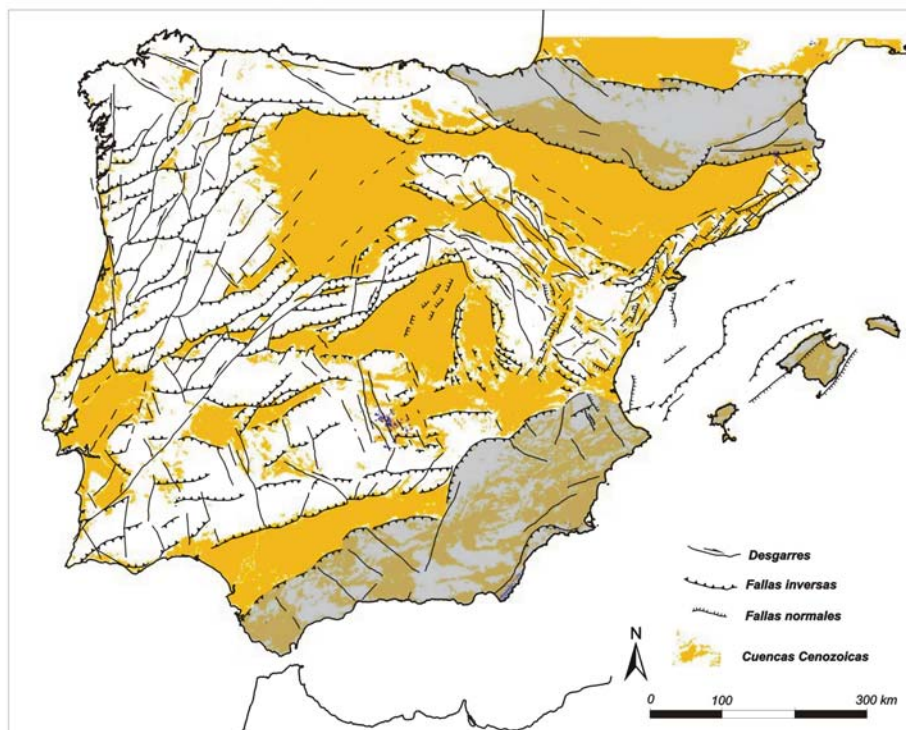


Fig. 7.2
Fallas de primer orden del Antepaís Ibérico. En blanco, relieves positivos. En marrón, Cuencas cenozoicas

Dado su tamaño, cuantía de deformación reciente y grado de conocimiento geológico, el interior peninsular es un auténtico laboratorio natural para entender las interacciones entre las fuerzas lejanas, ligadas a los procesos tectónicos fundamentales acaecidos en los bordes de las placas, y la formación y evolución de Cuencas y Cadenas de Antepaís.

La integración de datos geofísicos, estratigráficos del relleno de las cuencas, de análisis macroestructurales y de paleo esfuerzos, junto a aportaciones recientes de los análisis termo cronológicos de baja temperatura, permiten abordar en la actualidad la construcción de buenos modelos de los procesos de deformación, erosión y sedimentación cenozoicos que repercuten en el relieve del interior peninsular.

El tipo de estructuras que articulan este proceso son netamente compresivas, abundando los cabalgamientos y las fallas de desgarre asociados a un acortamiento generalizado N-S ([fig.7.3](#)). La apertura neógena del Surco de Valencia ha sobre impuesto un carácter extensivo a buena parte de la zona oriental del antepaís ibérico, mientras que en el Sistema Central, en la Sierra de Guadalupe-Montánchez o en el Cabalgamiento N de la Cuenca de El Bierzo, continuaba la compresión regional.

El patrón de deformación del Antepaís Ibérico muestra unas pautas muy constantes de orientaciones de fallas ([fig.7.4](#)) ([CSN, 2004](#)), aunque localmente aparezcan con sentidos de movimiento contrapuestos o predominen unas sobre otras. Las fallas NO-SE, N-S y NE-SO resultan especialmente ubicuas, presentando un gran recorrido con longitudes de traza ocasionalmente superiores a varios centenares de Km. y con movimientos predominantes en dirección (e inverso, sobre todo en las NE-SO). Son también muy características las E-O, aunque, con la excepción del cabalgamiento cantábrico S, aparecen muy segmentadas por las anteriores y muestran, por tanto, trazas mucho menores. Además, el movimiento predominante en estas fallas E-O es cabalgante ([fig.7.3](#)).

Los numerosos estudios realizados sobre la complejidad estructural y reactivación de poblaciones de fallas indican un origen previo al acortamiento cenozoico para la mayoría de las fallas del Antepaís Ibérico. No obstante, se comprueba también que la deformación compresiva alpina, con una tasa de acortamiento comprendida entre un 10 y un 20 %, ha sido capaz de removilizar el conjunto de fallas descritas, de modo que la mayor parte de los desplazamientos de las estructuras hercínicas observables son compatibles con el acortamiento N-S de edad cenozoica. En el caso de la Cadena Ibérica y de las Montañas Cantábricas, resulta patente que la inversión del *rift* mesozoico se produce a favor de las fallas normales generadas durante la extensión. Pero la compresión cenozoica fue también capaz de deformar el Macizo Ibérico, no extendido en la etapa anterior. Queda pues por dilucidar qué proceso generó las estructuras que, por una parte, nuclearon las deformaciones compresivas posteriores y, por otra, no se activaron durante la extensión mesozoica.

También queda aún por evaluar el modo en que el basamento hercínico acomoda la deformación cenozoica. Dentro de las fases “tardías”, tradicionalmente asociadas al ciclo hercínico, aparecen pliegues, generalmente E-O, de gran longitud de onda con poca o ninguna esquistosidad, compatibles con el acortamiento N-S cenozoico.

Desde hace 9 M.a, — y coincidiendo con una reestructuración de primer orden en las pautas sedimentarias de las Cuencas cenozoicas del Antepaís Ibérico ([Calvo et al. 1993](#)) ([fig XX](#))— el acercamiento Eurasia-Iberia respecto a África gira hacia una orientación más NO-SE, que contribuye a mantener el edificio estructural anterior, cambiando algunos sentidos de movimiento en las fallas más importantes. Así, las NE-SO muestran cabalgamientos pliocenos y las NO-SE actúan como normales ([Vegas y Rincón 1996](#)), facilitando por ejemplo, la actividad volcánica en Campos de Calatrava. ([ver capítulo de vulcanismo](#))

Los estudios sismotectónicos recientes en la Península Ibérica han conseguido también establecer las características del tensor de esfuerzos activo, así como las orientaciones de las fallas que es capaz de activar, indicando la continuidad del proceso de deformación hasta el presente.



Figura 7.3

Ejemplos de cabalgamientos alpinos del Antepaís Ibérico. A: Estefaniense sobre areniscas terciarias. Cabalgamiento N de la Cuenca de El Bierzo. B: Granito sobre arcosas. Borde N del Sistema Central. C: Metasedimentos sobre la Formación Utrillas. Borde S del Sistema Central. D: Neises sobre cretácico. Cabalgamiento de los Montes de Toledo sobre la Cuenca de Madrid.

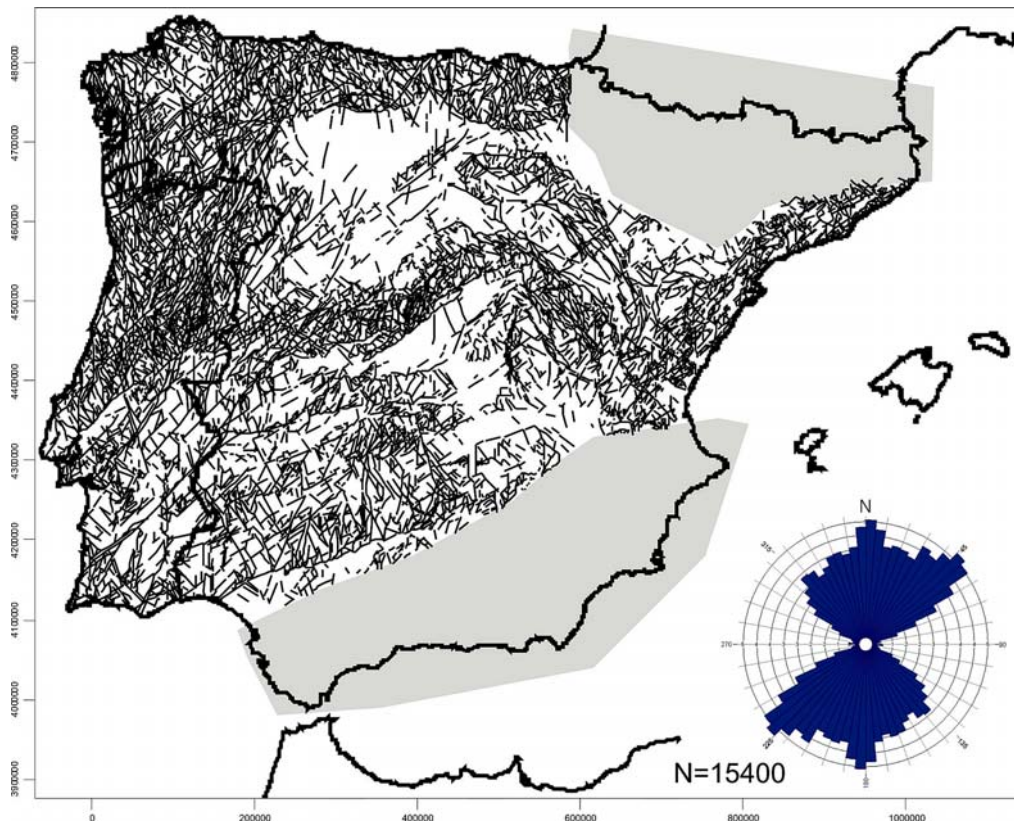


Figura 7.4
Principales lineamientos (fallas) del Antepaís Ibérico y rosa de orientaciones ponderada por longitudes.

Si se tiene en cuenta su recorrido, tanto los desgarres como los cabalgamientos más importantes deben afectar a buena parte de la corteza. Por su parte, la presencia de ondulaciones con longitudes de onda superiores a varios centenares de Km. indica que, también el manto litosférico acomoda el acortamiento relativo entre Eurasia, Iberia y África ([Cloetingh et al. 2002](#), [Teixell et al. 2003](#)). La interacción de estos procesos de deformación con los agentes externos (erosión, sedimentación) no es en absoluto despreciable, ya que en determinadas condiciones se producen retroalimentaciones amplificadoras de los efectos tectónicos. Este tipo de dinámica, desarrollada a lo largo de los últimos millones de años, es la responsable por ejemplo, de la distribución regular de las cuencas hidrográficas de la vertiente atlántica ibérica.

Otra característica importante de la fracturación del Antepaís Ibérico es su intensa penetración, en un rango de escalas muy amplio. Las condiciones de afloramiento y su movilidad cenozoica imprimen una estrecha correspondencia entre las fallas y la topografía peninsulares. Esta relación tiene como consecuencia la producción de un relieve muy estructurado, que muestra también propiedades invariantes al cambio de escala. Este tipo de objetos, que presentan características geométricas que son invariantes al cambio de escala, fueron denominados *fractales* por [Mandelbröt \(1983\)](#). Uno de sus primeros ejemplos, para ilustrar este tipo de objetos, se refiere a las distintas medidas de la longitud de la frontera entre España y Portugal.

7.1.1 Estilos de deformación y subdivisiones de las Cadenas cenozoicas de Antepaís

G. De Vicente, R. Vegas, J. Guimerà, A. Muñoz Martín, A. Casas, N. Heredia, R. Rodríguez, J. M. González Casado, S. Cloetingh y J. Álvarez.

Las Cadenas intraplaca de la Península Ibérica ofrecen un auténtico muestrario de los posibles tipos estructurales que pueden aparecer en zonas de antepaís. Por un lado, la presencia o ausencia de cobertera, correspondiente fundamentalmente a la secuencia mesozoica, produce dos conjuntos de cadenas bien diferenciados. Así, en la parte oriental y coincidiendo con la localización del *rift* mesozoico de la etapa tectónica anterior, se desarrollan las cadenas relacionadas con la Cadena Ibérica, y en las que, aunque la deformación implica al basamento (Salas et al. 2001), aparecen despegues en la cobertera y suponen una neta inversión tectónica. En contraposición, la ausencia de cobertera y de tegumento en la parte occidental excluye la inversión, por lo que las deformaciones cenozoicas se desarrollaron sobre una zona con una reología más homogénea, lo que produjo una pauta de distribución de Cadenas y Cuencas bastante regular, desde las Montañas Cantábricas al N hasta Sierra Morena al S, lo que se aprecia bien en el mapa de fallas de primer orden del Antepaís Ibérico (CSN, 2004) (fig.7.2).

En estas cadenas sin cobertera se pueden distinguir varios tipos de estructuras dependiendo de la naturaleza del basamento y de su posición respecto a las grandes flexiones litosféricas y corticales (Cloetingh et al. 2002), que parecen acompañar su formación. Estas estructuras corresponden a: *Pop-ups* (extrusiones tectónicas) y *pop-downs* (intrusiones tectónicas) afectando hasta la parte superior del manto litosférico (Gredos) o sólo a la corteza superior (*Pop-up* de Los Ancares y *Pop-down* de El Bierzo); *rampas monoclinales* con la formación de una cuenca en el labio hundido (Sierras de Guadalupe-Montánchez); *sistemas de cabalgamientos imbricados de piel gruesa* en el extradós de los pliegues litosféricos y cuencas de tipo *piggy-back* (Borde N de Somosierra-Guadarrama. Sierras del N de Portugal); *cabalgamientos imbricados de piel fina* en zonas de basamento con esquistosidad hercínica subhorizontal (Cabalgamientos imbricados de Honrubia-Sepúlveda en el extremo nororiental del Sistema Central) (fig.7.5).

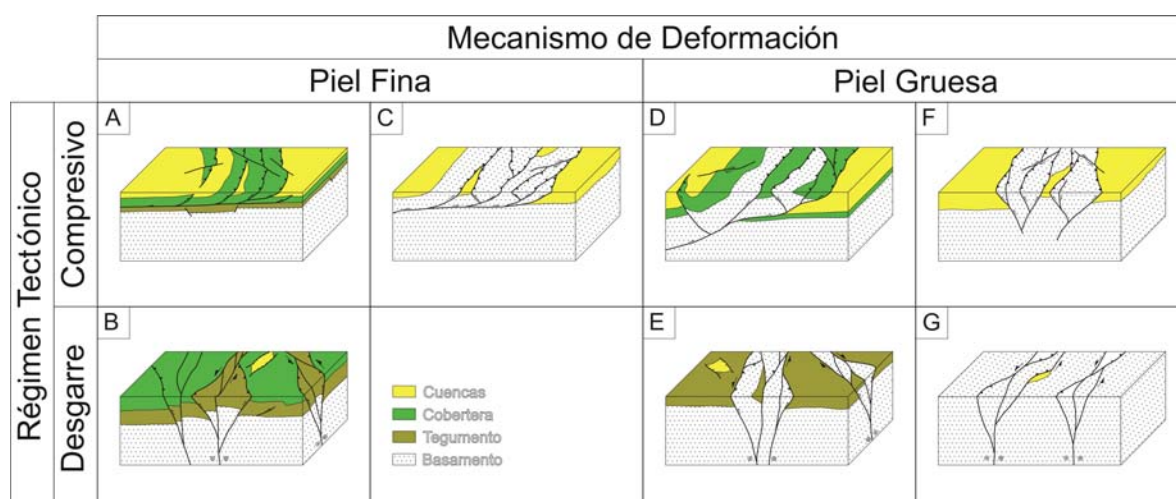


Fig. 7.5

Bloques diagrama de los distintos tipos de Cadenas del Antepaís Ibérico

En las cadenas con un tegumento potente y/o una cobertera aparecen, también, cabalgamientos imbricados que implican al basamento y cabalgamientos de piel fina (s.s.), generalmente imbricados a favor de facies plásticas. Del mismo modo, la deformación se puede acumular en un cabalgamiento principal (rampa monoclinal) o bien elevar o hundir zonas triangulares (limitadas por dos cabalgamientos de vergencias contrarias). Así mismo, la Cuenca de Almazán constituye un buen ejemplo de cuenca *piggy-back*.

Aparte de todos estos condicionantes reológicos, el tipo de deformación aporta también una serie de características estructurales, produciendo del mismo modo, distintos tipos de cadenas. Exceptuando las extensiones neógenas asociadas al sector levantino y al sistema de fosas de Teruel, las cadenas del Antepaís Ibérico son el resultado de esfuerzos compresivos (compresión uniaxial y desgarre). Si bien la mayoría son polifásicas, actuando a lo largo del cenozoico bajo diferentes campos de esfuerzos (Liesa, 1999), se pueden diferenciar las que muestran un tipo de deformación predominantemente transpresiva (Sistema de fallas de Vilarica-Braganza) de las que tienen un carácter netamente compresivo, asociado a cabalgamientos (Unidad de Cameros-Demanda). No obstante, las estructuras individuales que se desarrollan, sobre todo con cobertera, pueden llegar a ser indistinguibles, por lo que todavía está en discusión el porcentaje que se debe a uno u otro proceso en amplios sectores de la Cordillera Ibérica (Guimerá, 1988. Simón Gómez, 1984, 1990. Rodríguez Pascua y De Vicente, 1994. Muñoz Martín y De Vicente 1998).

Con todas estas restricciones y consideraciones, puede aún construirse una clasificación general de las cadenas del antepaís ibérico como la que se sintetiza en la **tabla 7.1** y en las figs. 7.5 y 7.6.

		MECANISMO DE DEFORMACIÓN			
		PIEL FINA		PIEL GRUESA	
		CON DESPEGUE EN LA COBERTERA	CON DEFORMACIÓN EN EL BASAMENTO	CON TEGUMENTO	SIN TEGUMENTO
REGIMEN TECTÓNICO	COMPRESIVO	Sierra de Bascuñana (1) Sierra de Altomira (2)	Arco Montalbán C.Ib.(4) Sector Oriental SCE (5)	Cameros-Demanda* (6) Sector Intermedio SCE (7) Sª Montejunto (P) (8)	Sª Gredos SCE* (12) Montes de Toledo* (13) Cadenas NO* (14) Sª de Guadalupe (15) Sierra de Gata (16) Sierra Morena (17) Serra da Estrella (P) (18)
	DESGARRE	R. Castellana C.Ib. (3)		Enlace SCE-C. Iberica (9) C. Costero Catalanas (10) R. Aragonesa C.Ib.(11)	Sist. F. Pontevedra* (19) Sist. F. As Pontes* (20) Sist. Falla Vilarica (P)* (21) Sist. Falla Plasencia (22) Sist. F. Regua-Verín* (23)
		ORIGEN DE LOS ESFUERZOS		Pirenaicos (* con actividad Neógena)	
				Béticos	

Tabla 7.1 Tipos de Cadenas del Antepaís Ibérico y ejemplos referidos en el texto en función del mecanismo de la deformación y del régimen tectónico. Ver figuras 7.5 y 7.6.

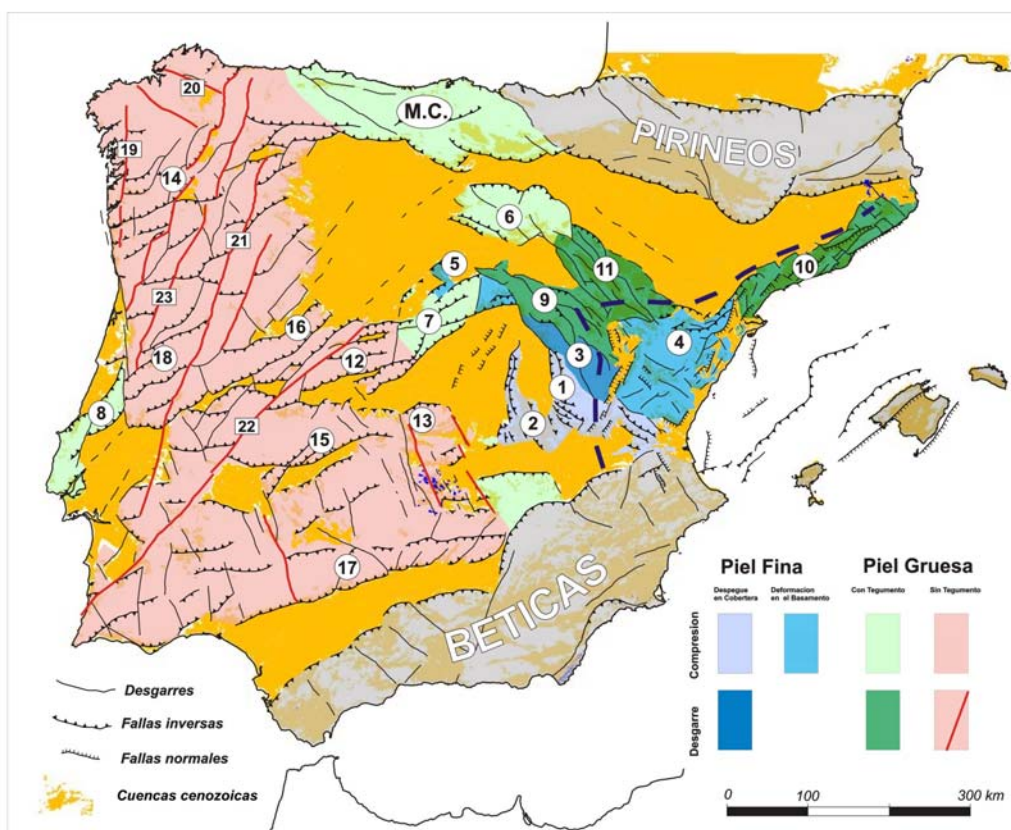


Figura 7.6
Cadenas y estilos estructurales del Antepaís Ibérico. La numeración coincide con la de la Tabla 7.1

7.1.2 La estructura de la corteza del Antepaís Ibérico

Coordinador: A. Muñoz Martín.

A. Muñoz-Martín, J. Álvarez; A. Carbó, G. de Vicente, R. Vegas y S. Cloetingh.

El análisis de la estructura de la corteza y la litosfera en zonas intraplaca se puede realizar desde diferentes fuentes de información indirecta, siempre de carácter geofísico, entre las que destacan: perfiles de sísmica de refracción y/o reflexión profunda, modelos gravimétricos y análisis isostático, sondeos magnetotelúricos, datos de flujo térmico y de geomagnetismo. De todas estas fuentes de información, las secciones sísmicas aportan información sobre la distribución en profundidad de velocidades sísmicas, la gravimetría de distribución de densidades y de los mecanismos de compensación isostática, el método teluro-magnético de distribución de conductividad y/o resistividad y el geomagnetismo de susceptibilidad y magnetización remanente. Por otra parte, resulta posible constreñir la información que los métodos geofísicos proporcionan mediante el ajuste de perfiles reológicos de resistencia en profundidad, utilizando diferentes gradientes geotérmicos y asimilando las unidades de la corteza a leyes de comportamiento reológico de diferentes minerales y/o rocas. Estos perfiles reológicos, integrados con el resto de información geológica y geofísica permiten a su vez, cuantificar algunos aspectos del comportamiento de la corteza y la litosfera ante las cargas topográficas y los esfuerzos tectónicos, entre los que destacan el espesor elástico efectivo y la longitud de onda de los pliegues corticales y/o litosféricos (Burov y Diament, 1995; Cloetingh y Burov, 1996). Por último conviene destacar la presencia de numerosa información geológica y geofísica más superficial (Querol, 1989; De

Vicente et al., 1996) que limitan e imponen una serie de condiciones de contorno para las posibles interpretaciones de los datos geofísicos más profundos.

Al analizar la estructura de la corteza en el Antepaís Ibérico, nos encontramos con el problema de la práctica ausencia de datos sísmicos (Suriñach y Vegas, 1988), ya que la mayor parte de los perfiles profundos se han realizado en las cadenas que lo rodean. También son escasos los datos teluro-magnéticos. Sin embargo sí existe una densidad aceptable de datos gravimétricos y magnéticos, y algunos modelos reológicos (Mezcua et al., 1996; Tejero et al., 1996, Socías et al., 1991; Gómez Ortiz, 2001; Tejero y Ruiz, 2002) y de comportamiento elástico (Van Wees et al. 1995), los cuales permiten abordar el análisis de la estructura cortical del Antepaís Ibérico mediante la integración de mapas gravimétricos de Bouguer e Isostáticos residuales con modelos reológicos.

En este apartado se muestra una síntesis de los datos de espesores corticales y litosféricos publicados y disponibles en el entorno de la Península Ibérica (Fig. 7.7a). Posteriormente se describen los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas (CSN, 2004) (Figs. 7.7a y d), a partir de los que se obtienen dos mapas sintéticos, uno de anomalías isostáticas residuales (Álvarez et al., 2002) y otro la superficie del Moho (obtenido a partir de la compensación isostática local de la topografía suponiendo un modelo de tipo Airy). Esta superficie del Moho se ha calculado para diferentes contrastes de densidad y espesores de corteza continental en equilibrio, hasta ajustarla a los valores de espesor cortical obtenidos en las secciones sísmicas disponibles. Finalmente, se comentan los resultados que se deducen a partir de perfiles topográficos y del Moho, transversales a las principales estructuras compresivas alpinas.

Análisis de los datos Magnéticos y Gravimétricos. La información magnética del interior ibérico procede del mapa aeromagnético de la España Peninsular (Ardizzone et al., 1989). En una primera interpretación de este mapa se pueden distinguir diferentes lineamientos magnéticos así como distintas zonas con diferentes propiedades magnéticas (Socías et al., 1991). Muchos de estos lineamientos magnéticos parecen corresponderse con fallas importantes y otras estructuras lineales (p. ej, diques) con orientaciones preferentes NE-SO, ENE-OSO y NO-SE. En cuanto a las zonas magnéticas se refiere, parece clara la estructuración del basamento con directrices hercínicas (orientaciones NO-SE a E-O), pero también destacan grandes discontinuidades asociadas a estructuras “alpinas”, de orientación principal NE-SO. Estos rasgos quedan mejor delimitados si se realizan algunos procesados al campo magnético residual, como la reducción al polo magnético (Baranov y Naudy, 1964), que permite la integración coherente de la información magnética con la gravimétrica (fig.7.7d).

En cuanto a la gravimetría, y a partir de la unificación de información procedente de diferentes organismos públicos, se ha obtenido una nueva base de datos muy representativa. Así, las observaciones en tierra proceden del (Instituto Geográfico Nacional, ENRESA y el Bureau Gravimétrique International. (CSN, 2004)). Para las observaciones en mar se ha contado con datos obtenidos mediante técnicas de altimetría satelital, método que asegura una gran cobertura de información con una calidad muy aceptable (Smith y Sandwell, 1997). El total de 157.766 observaciones topográfico-batimétricas se han tomado de dos fuentes distintas. Por un lado se han seleccionado datos batimétricos de la base de datos de Sandwell y Smith (1997), obtenidos también mediante la técnica de altimetría satelital. Para los datos terrestres se ha seleccionado la base topográfica mundial GTOPO30 del USGS. Una vez seleccionados los datos ha sido necesario una homogenización a un sistema de referencia común para todas las observaciones gravimétricas (Geodetic Reference System de 1967). Además, debido a que algunos de estos datos no presentaban corrección topográfica ha sido necesario realizar esta corrección a todos los datos terrestres hasta los 167 km. Finalmente todos los resultados de anomalía de Bouguer completa se han interpolado a una malla regular con 4 km de intervalo entre nodos, utilizando como algoritmo el *Kriging* con variograma lineal.

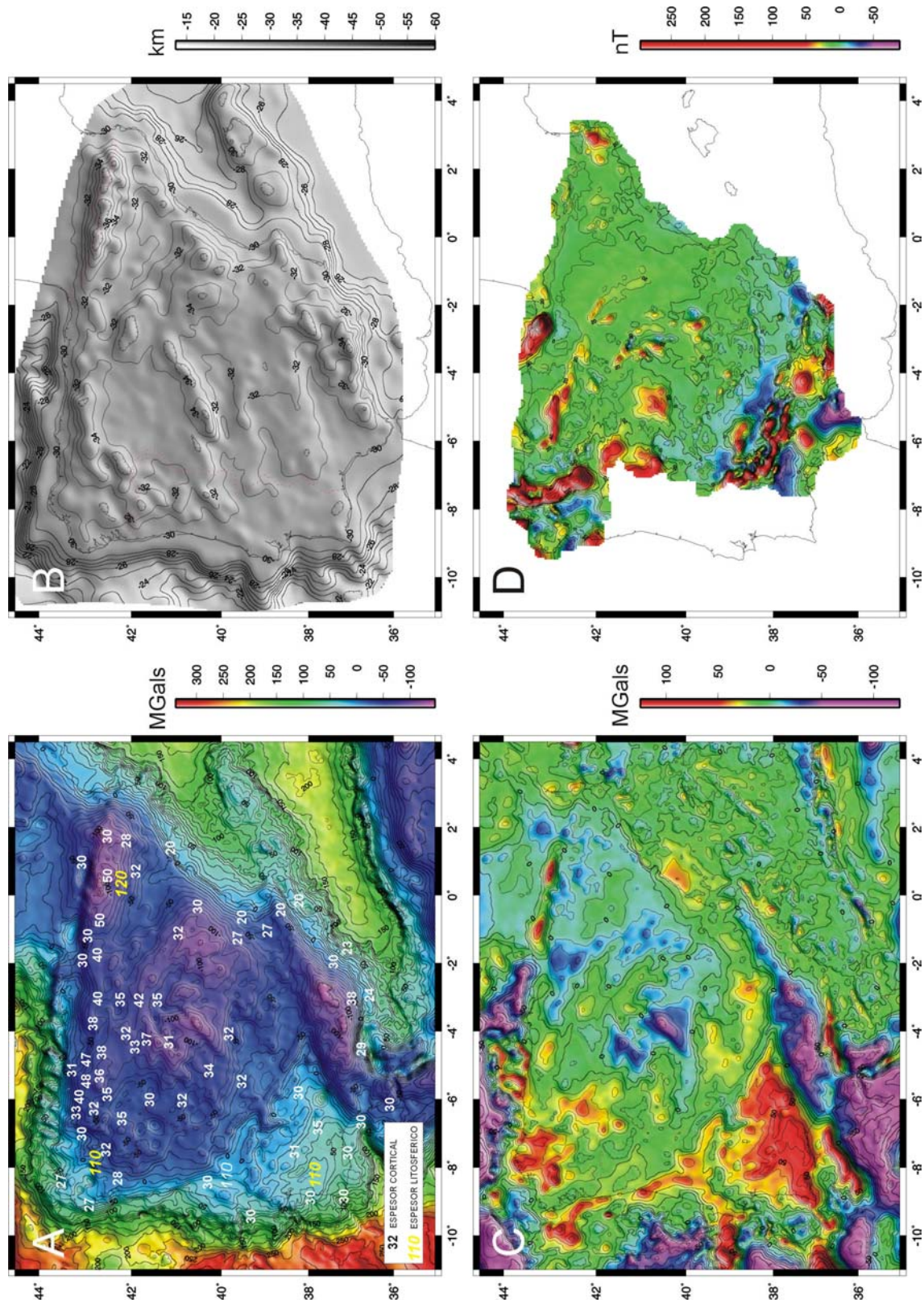


Figura 7.7

Resumen de los datos de espesores corticales y litosféricos de la Península Ibérica.

A) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. B) Mapa de isobatas del Moho. C) Mapa de anomalías isostáticas residuales. D) Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo.

El mapa de anomalías de Bouguer ([fig. 7.7a](#)) presenta un intervalo entre curvas isoanómalas de 5 mGal, e incluye toda la Península Ibérica y áreas oceánicas adyacentes, lo que permite analizar el Antepaís Ibérico eliminando los efectos de borde. Sus dimensiones son suficientes para investigar las anomalías isostáticas de gran longitud de onda (mayores de 500 km) que tengan significado geológico. Gracias al gran número de datos utilizados y a la extensión del mapa en áreas oceánicas se ha conseguido una mayor resolución respecto a los mapas de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica publicados con anterioridad ([Mezcua et al., 1996](#)).

Los valores del mapa de anomalías de Bouguer presentan una amplia variación, oscilando entre valores máximos de entorno a los 350 mGal en las zonas abisales oceánicas y valores mínimos alrededor de los -160 mGal en la Cordillera Bética. Hay que destacar que los valores negativos de anomalía de Bouguer se distribuyen sobre casi toda la superficie de la Península Ibérica, exceptuando la zona del NO peninsular, así como el área ocupada por las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, debido a la presencia de rocas intrusivas de alta densidad. En este mapa se aprecian algunas anomalías que pueden asimilarse a cuerpos geológicos cartografiados en superficie. Sin embargo, en otras la relación no es tan clara, quedando enmascarada por la distribución en profundidad de las raíces isostáticas.

Análisis Isostático. Para intentar explicar el comportamiento isostático en la litosfera, hay tres modelos principales. En dos de ellos (modelo de [Pratt-Hayford](#), [Hayford y Bowie, 1912](#) y [Airy-Heiskanen](#), [Heiskanen y Moritz, 1967](#)), el mecanismo de compensación se realiza de manera local, mientras que el de [Vening-Meinesz \(1939\)](#) propone un mecanismo de compensación regional introduciendo un parámetro de regionalidad R . La obtención de la anomalía isostática residual se realiza sustrayendo la corrección isostática, de la anomalía de Bouguer ([fig. 7.7c](#)). Esta corrección isostática refleja el efecto gravimétrico regional, causado por el déficit de densidad bajo una carga topográfica, asumiendo un modelo isostático inicial. A este efecto se le ha denominado tradicionalmente campo isostático regional ([Jachens et al., 1989](#)).

Para la realización de este mapa de anomalías isostáticas residuales se ha seleccionado el modelo de Airy-Heiskanen con compensación local por su facilidad de cálculo y buenos resultados en áreas continentales ([Simpson et. al., 1986](#), [Álvarez et al., 2002](#)). Para calcular la geometría de la raíz, $T_{(x)}$, con este modelo, es necesario introducir tres parámetros iniciales: el espesor de la raíz de Airy-Heiskanen a nivel del mar (T_c), el contraste de densidad a través de la base de la raíz, ($\Delta\rho$) y, por último, la densidad de la carga topográfica, (ρ_t).

Para determinar el espesor de la raíz a nivel del mar, T_c , se ha realizado un análisis espectral de la malla de datos de anomalías de aire libre para la Península Ibérica ([Karner y Watts, 1983](#)). A partir de este análisis espectral llegamos a un valor medio de T_c de entre 30 y 33Km. Cabe destacar que este valor se ajusta, de manera aproximada, a los espesores corticales deducidos a partir de diversos trabajos de sismica de refracción en varias zonas de la Península Ibérica, ([ILIHA DSS Group, 1993](#), [fig. 7.7a](#)). El contraste de densidad a través de la base de la raíz se ha determinado mediante la confrontación de los valores de anomalías de Bouguer para áreas terrestres frente a sus cotas, obteniéndose un contraste de densidad ($\Delta\rho$) en áreas continentales de 0.83 g.cm^{-3} . Para la densidad de la carga topográfica hemos preferido asumir el valor medio de 2.67 g.cm^{-3} , utilizado universalmente en el cálculo de la corrección de Bouguer. Una vez definida la geometría de la raíz se calculó su efecto gravimétrico, o corrección isostática, mediante el algoritmo AIRYROOT ([Parker, 1973](#); [Simpson et. al., 1983](#)), que proporciona un mapa de anomalías regionales, generado por la geometría del Moho y el contraste de densidad, a través de esa superficie. Finalmente, el mapa de anomalías isostáticas residuales (AIR) se obtuvo sustrayendo esta corrección del mapa de anomalías de Bouguer que describimos en el apartado anterior.

Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales. En el mapa de anomalías isostáticas residuales ([fig. 7.7c](#)) se observan anomalías de larga y corta longitud de onda. Las longitudes de onda amplias deben relacionarse con la ausencia de equilibrio isostático, o bien porque existen otros mecanismos de compensación no local. Este es el caso de algunas anomalías isostáticas residuales

de gran longitud de onda (Béticas). Las longitudes de onda menores, por el contrario, no se relacionan con los mecanismos de compensación, sino con cuerpos geológicos con contraste de densidad emplazados en los primeros kms de la corteza.

El Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales muestra unos valores de entre 80 mGals en el SO de la Península Ibérica y los -65 mGals de la Cordillera Bética. Dentro del Antepaís Ibérico dominan las interferencias de las anomalías asociadas a estructuras hercínicas (de orientación principal NO-SE a E-O, por ejemplo, el eje negativo del batolito de los Pedroches) con las estructuras alpinas compresivas de dirección general NO-SE. El mayor gradiente, con una geometría alargada, se localiza en la falla del Borde S del Sistema Central. Adosadas a esta cadena aparecen dos grandes anomalías negativas de gran longitud de onda que se corresponden con las Cuencas del Duero y del Tajo, y que deben estar asociadas al gran espesor de sedimentos, y al comportamiento flexural por carga topográfica y presencia de esfuerzos tectónicos horizontales (Van Wees et al., 1995; Andeweg et al. 1999; Stapel, 1999). De estas dos grandes anomalías, la de la Cuenca del Duero presenta una menor magnitud, probablemente debido a la mayor resistencia de la corteza en esta zona, tal y como sugieren los perfiles reológicos calculados (Tejero y Ruiz, 2002). También se aprecian en el mapa de anomalías isostáticas residuales numerosas estructuras compresivas con levantamiento del basamento, que quedan reflejadas como zonas de alto gradiente de orientación NE-SO (Borde N de la Unidad de Cameros, el cabalgamiento de la Sierra de Guadalupe-Montánchez). Las principales estructuras extensionales que se observan también se muestran como zonas de alto gradiente que limitan anomalías isostáticas residuales negativas (Fallas normales de la Fosa de Teruel y de la Cadena Costera Catalana).

Mapa de Espesor de la Corteza. Los mapas de profundidad del Moho de la Península Ibérica, calculados para un espesor de corteza en equilibrio de 30 y 33 kms, muestran una estructura muy similar, y sólo varían las amplitudes máximas en un pequeño porcentaje, pero no su estructura general. De los dos se ha seleccionado el calculado para un T_C de 30 km porque los valores de espesor cortical deducido se ajustan bien a los obtenidos de datos sísmicos profundos (fig. 7.7a). Además de los engrosamientos corticales asociados a las cadenas alpinas de los bordes Peninsulares (Pirineos, Béticas y Montañas Cantábricas), se aprecian los siguientes rasgos distintivos dentro del Antepaís Ibérico (fig. 7.7b):

El mapa muestra unos espesores corticales entre los 30 km y los 34 km, alcanzándose los valores mayores en el Sistema Central y en los Montes de León. Tiene un buen ajuste con los datos disponibles de la zona centroibérica (Bergamín y Carbó, 1986). Tanto en estas dos cadenas, como en el resto de los engrosamientos de menor amplitud (Sierra de la Estrella, Sierra de Guadalupe-Montánchez, Sierra Morena) se aprecia un marcado carácter anisótropo, con una clara elongación según una dirección NE-SO, perpendicular al campo de esfuerzos actual (CSN, 1998). Estas zonas de engrosamiento presentan, además, una relación amplitud / longitud de onda elevada, a diferencia de otras áreas interiores engrosadas como las Ramas Aragonesa y Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica, que muestran un carácter más circular y mayor longitud de onda (Salas y Casas, 1993). Estos engrosamientos corticales NE-SO interfieren en los bordes del Macizo Ibérico con los de dirección E-O de las Montañas Cantábricas y NO-SE de la Cadena Ibérica.

El análisis espectral de la topografía y de las anomalías gravimétricas sugieren una serie de máximos de señal a 200 y 50 km de longitud de onda, que han sido interpretados como la presencia de pliegues litosféricos y corticales a escala peninsular (Cloetingh et al., 2002). La presencia de estas dos longitudes de onda debe estar relacionada con el desacoplamiento mecánico entre las zonas resistentes (Corteza Superior y Manto Superior) a favor de los niveles de mayor debilidad. Las cortas longitudes de onda se encuentran relacionadas con el plegamiento de la corteza superior, controlada por el *espesor elástico efectivo* (EET) de la corteza, y las discontinuidades reológicas previas. Los pliegues corticales y litosféricos están claramente reflejados en las variaciones topográficas y en el mapa de profundidad del Moho, así como en los

perfiles transversales a las principales elevaciones del Antepaís Ibérico (Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena, Montes de León, [fig. 7.7b y 7.28e](#)).

7.2 Evolución geodinámica cenozoica de la Placa Ibérica y su registro en el Antepaís.

G. De Vicente, R. Vegas, J. Guimerà, A. Muñoz Martín, A. Casas, S. Martín Velázquez, N. Heredia, R. Rodríguez, J. M. González Casado, S. Cloetingh, B. Andeweg y J. Álvarez.

Dados el grado de deformación y la relación estrecha entre el proceso geodinámico global y la evolución tectónica de las zonas de antepaís, en muchos casos es más sencillo establecer las relaciones entre los eventos principales y el antepaís, que entre estos y las zonas orogénicas. Resulta así conveniente, repasar las principales configuraciones tectónicas y las reestructuraciones de primer orden ocurridas durante el Cenozoico en el límite occidental entre Eurasia y África, que hayan podido incidir en la configuración tectónica final del Antepaís Ibérico.

7.2.1 La geometría del límite occidental entre África y Eurasia

La Península Ibérica se encuentra situada en una zona de convergencia “lenta” (de 2 a 4 mm/año, según la longitud) entre dos Placas mayores, Eurasia y África ([Argus et al., 1986](#)). La zona de fractura Azores-Gibraltar representa el límite occidental entre estas dos placas aproximadamente desde el Mioceno inferior (cron 6c, 24ma), momento en el que la Placa Ibérica pasa a formar parte de Eurasia ([Srivastava et al., 1990](#)). Durante el Cenozoico, su evolución paleogeográfica y tectónica está ligada al cierre del océano Tethys y a la orogenia alpina ([Savostin et al., 1986](#); [Ziegler, 1988](#); [Dewey et al., 1989](#); [Andeweg, 2002](#); [Jabaloy et al., 2002](#)).

Los movimientos relativos entre Iberia, Eurasia y África han condicionado la evolución tectónica de sus límites, así como la transmisión de *esfuerzos intraplaca* y las deformaciones que ha experimentado el Antepaís Ibérico. Los eventos tectónicos más recientes (orogenias Pirenaica y Bética) se pueden explicar a partir de las reconstrucciones cinemáticas realizadas por [Srivastava et al. \(1990\)](#) y [Roest y Srivastava \(1991\)](#) desde el Cretácico hasta el Oligoceno superior, y por [Mazzoli y Helman \(1994\)](#) desde éste periodo hasta la actualidad. Durante la mayor parte del periodo cretácico de tranquilidad magnética, la placa Ibérica era independiente. A partir del Cretácico superior hasta el Eoceno superior (84-42 ma, cron 34-42), pasó a formar parte de la Africana, y el límite de placas África-Eurasia se extendió desde el golfo de Vizcaya hasta los Pirineos. En el sector más occidental, el desplazamiento inicial es divergente y progresivamente se transforma en desgarre, mientras que en el margen cantábrico hay subducción de corteza oceánica y en los Pirineos se inicia la colisión continental ([Ziegler, 1988](#)). De esta forma, el punto triple entre Norteamérica-Eurasia-África cambia desde dorsal-dorsal-dorsal (RRR) a dorsal-dorsal-falla (RRF). Desde el Eoceno superior al Mioceno inferior (42-24 ma, cron 18-6c), la Placa Ibérica se movió de nuevo independientemente a lo largo del Surco de King (*King's Trough*) - Pirineos al N y del Azores-Gibraltar al S. En el Surco de King se produce expansión oceánica, mientras que en la zona Pirenaica se alcanza el pico compresivo (orientación NNO-SSE) durante el Eoceno superior ([Fig. 7.8a](#)). La zona de fractura Azores-Gibraltar tuvo un movimiento relativo pequeño hasta el Oligoceno inferior (cron 13, 36 ma) y desde entonces ha sido extensional cerca de Azores, de desgarre en la Falla Gloria y compresivo al este del Banco de Gorringe. En el Mioceno inferior, se convirtió en el límite de placas activo entre África-Eurasia. La convergencia neógena entre ambas sufrió varios cambios en su orientación ([Fig. 7.8d](#)): NNE desde el Oligoceno Superior al Burdigaliense (25.5-16.2 ma, anomalías 7-5C), NNO desde el Langhiense al Tortoniense inferior (16.2-8.9 ma, anomalías 5C-5) y NO desde el Tortoniense superior hasta hoy en día (8.9-0 ma,

anomalía 5 a la actualidad). Una configuración tectónica similar a la actual se alcanzó ya en el Mioceno superior (fig. 7.8b y c).

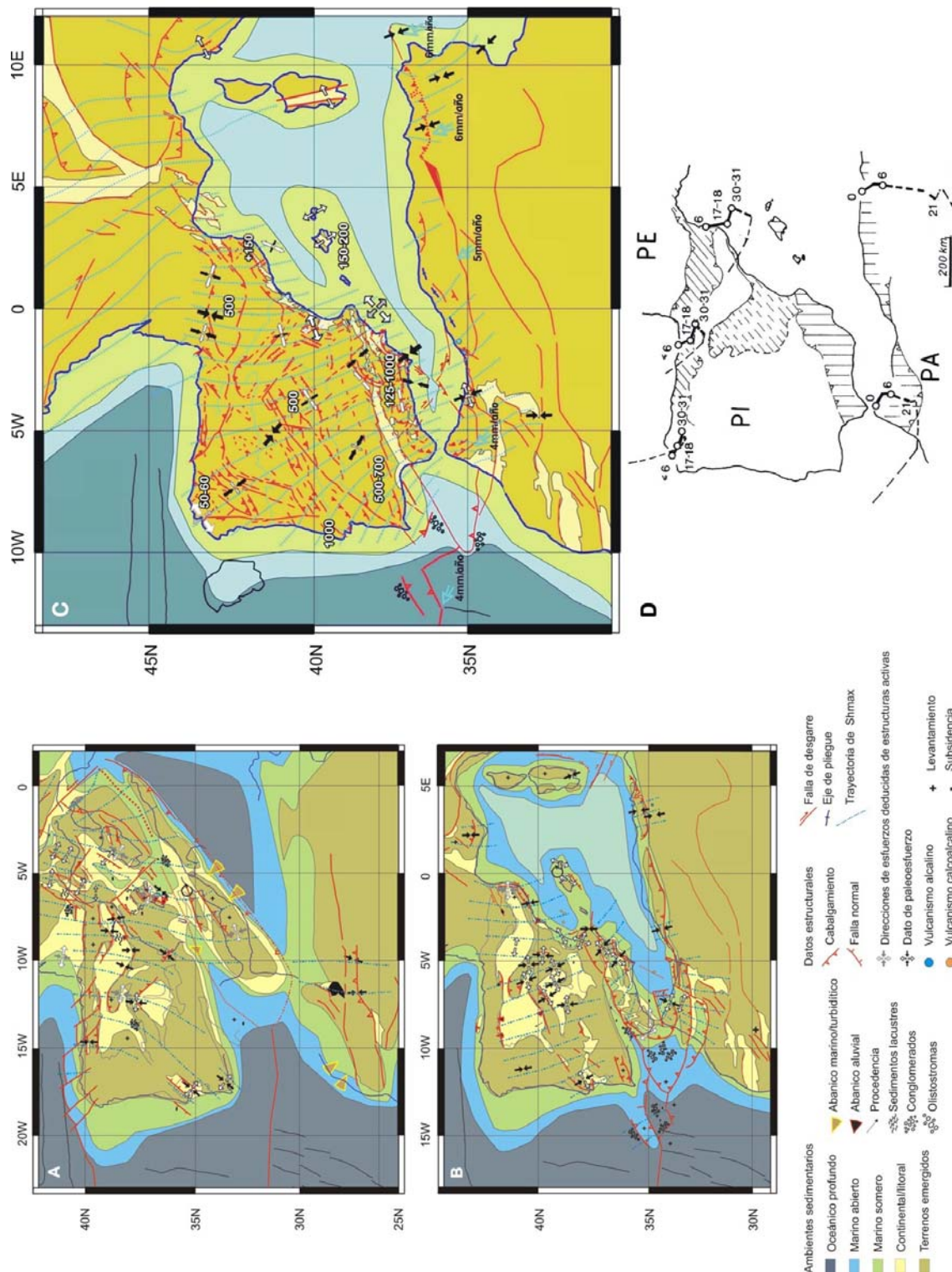


Figura 7.8 Configuraciones tectónicas y esfuerzos transmitidos hacia el Antepaís Ibérico. A) Eoceno superior. B) Mioceno superior. C) Estado de esfuerzos actual. D) Trayectorias de convergencia Iberia-Eurasia e Iberia Africa durante el Cenozoico.

En la situación presente, la distribución de la actividad sísmica en el sector más sudoccidental de la Placa Eurasiática define un contacto neto con la Norteamericana, y algo más difuso con la Africana y en el interior de la Península Ibérica (Fig. 7.9).

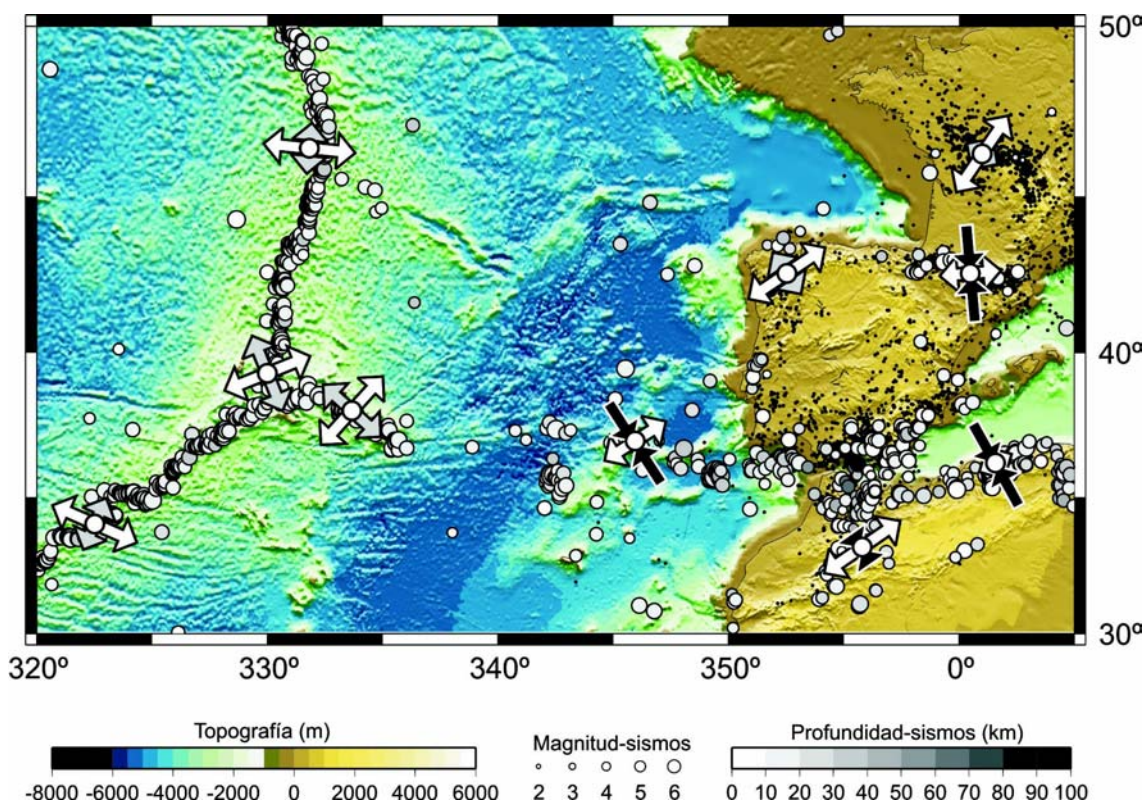


Figura 7.9
Situación tectónica actual entre la Dorsal Centroatlántica y Argelia

Respecto a la distribución de epicentros, los sismos entre Norteamérica-Eurasia son bastante superficiales y la mayoría se origina a una profundidad menor de 30 km. Sin embargo, entre Eurasia-África la profundidad epicentral se incrementa desde el punto triple de Azores, con valores superficiales, hacia el E, con una actividad sísmica principal hasta los 30 km, pero con el desarrollo importante de terremotos a profundidades intermedias e incluso grandes (650 km) (Grimison y Chen, 1986). El análisis de mecanismos focales de terremotos desde la Dorsal Centroatlántica hasta el límite convergente Eurasia-África mediante métodos de inversión, permite determinar el estado de esfuerzos en los dos límites de placas responsables, en gran medida, del campo de esfuerzos de primer orden que afecta al interior de la Península Ibérica (De Vicente *et al.*, 2000). La Dorsal Centroatlántica representa el límite divergente entre las placas Norteamericana-Eurasiática y Norteamericana-Africana y sus estructuras activas son fallas normales. Al N del punto triple de Azores tiene una orientación N-S y produce un empuje hacia N96E, y al S del punto triple se dispone hacia el NNE-SSO originando un empuje hacia N114E. La Dorsal queda dividida en sectores que están desplazados por la presencia de fallas transformantes en las que se producen importantes deflexiones en la orientación de los esfuerzos. La sismicidad en el límite entre las Placas Eurasiática-Africana define cuatro sectores geodinámicos diferentes, desde el punto triple de Azores hasta la península Ibérica (Grimison y Chen, 1986; Buform *et al.*, 1988; Kiratzi y Papazachos, 1995): una zona de *divergencia oceánica* en la Dorsal de Terceira, una zona *transformante intraoceánica*, una zona de *convergencia oceánica* y una zona de *convergencia continental*. Las islas Azores, alineadas según una dirección

NO-SE y con un vulcanismo activo son la expresión superficial de la Dorsal de Terceira. Al igual que en la Dorsal Centroatlántica, las principales estructuras son de tipo extensional y, en este caso, acomodan una extensión hacia N42E. Desde el extremo S de la Dorsal de Terceira hasta una longitud aproximada de 10° O, se extiende la zona transformante intraoceánica que se caracteriza por la presencia de una zona de fractura, sin actividad sísmica instrumental, en su parte más occidental, la falla Gloria. Más al E se sitúa una zona oceánica con batimetría compleja (Vázquez y Vegas, 2000) en la que la orientación de las estructuras activas es bastante heterogénea y el régimen de esfuerzos es de tipo desgarre con una orientación del esfuerzo horizontal máximo hacia N145E. Finalmente, en las proximidades del contacto entre el margen meridional ibérico y el continente africano se localiza la zona de convergencia continental con una distribución difusa de los epicentros de los terremotos. Se mantiene una orientación media del esfuerzo horizontal máximo en torno a N150E y un régimen de esfuerzos de desgarre, que hacia el N de Argelia se transforma en compresión uniaxial (fig.7.9).

Esta orientación NO-SE y NNO-SSE del esfuerzo máximo compresivo horizontal es la que predomina en Europa occidental, mientras que el régimen de esfuerzos característico es de tipo compresivo a desgarre (Rebaï *et al.*, 1992; Müller *et al.*, 1992; Zoback, 1992). Esta dirección, aparentemente uniforme en las trayectorias de esfuerzos, sufre importantes desviaciones en determinadas regiones relacionadas con fallas de primer orden y heterogeneidades corticales. El patrón regional (Zoback, 1992) está condicionado por las fuerzas conductoras del movimiento de las placas tectónicas, concretamente por el empuje de la Dorsal Centroatlántica y la fuerza colisional en el límite convergente Eurasia-África (Zoback *et al.*, 1989; Müller *et al.*, 1992; Grünthal y Stromeier, 1992). Sin embargo, modelos numéricos de esfuerzos intraplaca en Europa obtienen resultados que se ajustan más a los datos observados al incluir, además, otras fuentes de esfuerzos como son las variaciones laterales de densidad (Gölke y Coblenz, 1996; Andeweg, 2002). Estos modelos cinemáticos han contribuido también en la mejora del conocimiento sobre el rango de magnitudes de esfuerzos tectónicos actuantes (Engelder, 1993), estableciéndose en torno a 10-20 MPa promediados sobre una litosfera de 100 km de espesor (Gölke y Coblenz, 1996).

Dentro de la península, trabajos más detallados indican que la mayor parte está sometida a una compresión NO-SE que se ha mantenido prácticamente constante desde el Mioceno superior (Galindo Zaldívar *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000) (fig.7.8b y c). Este campo de esfuerzos es, sin embargo algo más complejo, ya que se observan variaciones en las trayectorias y permutaciones entre los ejes del tensor de esfuerzos. Hacia la parte noroccidental de la Península se produce un giro horario del esfuerzo máximo compresivo horizontal hacia N-S y NE-SO que afecta a los Pirineos, a la Cuenca del Ebro y al Surco de Valencia (Goula *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000; Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998). Dentro de este ambiente compresivo, es necesario destacar la coexistencia de sectores con un régimen de tipo extensional como son, parte de la Cadena Ibérica y el Surco de Valencia (Schindler *et al.*, 1998; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000).

7.2.2 La colisión Iberia-Eurasia. Deformaciones “Pirenaica” e “Ibérica”

Una parte importante de la convergencia entre Eurasia, Iberia y África se amortiza en el interior peninsular. En este sentido, hay que tener en cuenta que el límite convergente se sitúa primero al N, entre el inicio del Terciario y el final del Oligoceno, y después al S, desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad. De este modo, el interior de la Península Ibérica constituyó el antepaís para la Orogenia Pirenaica y es el antepaís de la Bética. Los esfuerzos tectónicos originados en estos dos procesos, junto con el empuje de la dorsal centroatlántica, han quedado

registrados como las deformaciones cenozoicas que han dado lugar a la distribución de Cuencas y Cadenas del Antepaís Ibérico (Vegas y Banda, 1982).

El basamento del Bloque Ibérico se consolidó durante la Orogénia Hercínica, y fue sometido posteriormente a una serie de eventos de deformación frágil, entre los que destacan: La fracturación posthercínica, asociada a los últimos episodios de extensión postorogénica y a la creación de cuencas estefanienses, y la fracturación extensiva mesozoica, asociada a la ruptura de la Pangea, que separó Iberia primero de África y después de Norteamérica. Esta última fracturación afectó sobre todo a su parte oriental, con el desarrollo de un *rift* intracontinental de dirección NO-SE (el *Rift* Mesozoico Ibérico) (ver cap.5). Estos procesos extensionales continuaron hasta el Cretácico medio, cuando la Placa Ibérica se separó de Eurasia abriéndose el Golfo de Vizcaya.

Durante el Cretácico superior y el Paleógeno, el borde N de la Placa Ibérica se situó más hacia el SE de su posición inicial, adquiriendo un carácter fundamentalmente convergente hasta la formación de la Orogenia Pirenaica al final del Oligoceno. Directamente relacionados con este “límite N” se pueden considerar: a) la formación de la Cadena Pirenaica mediante un proceso de subducción de tipo A con polaridad hacia el N y la consiguiente colisión continental; b) el establecimiento de un proceso de subducción muy limitado de tipo B (inactivo al bloquearse la colisión en el segmento pirenaico, entre el comienzo del Oligoceno inferior y el Oligoceno medio (Vergés et al. 1995)) con polaridad hacia el S, que dio lugar a la formación de la *fosa norte-española* y al inicio de la inversión del margen mesozoico cantábrico.

Como consecuencia de este proceso, el Antepaís de la Placa Ibérica se vio sometido a unos esfuerzos intraplaca con una máxima compresión N-S a NE-SO (esfuerzos “pirenaicos” e “ibéricos”) (Muñoz Martín y De Vicente, 1998. Liesa 1999) que produjeron la inversión del *rift* de la Cadena Ibérica — en realidad una zona de debilidad cortical favorablemente orientada y subparalela al límite N — dando lugar a una cadena de tipo “intermedio” (Julivert et al., 1972) que debió absorber parte de la deformación pirenaica y en la que el zócalo aparece claramente involucrado (Salas et al., 2001) (ver 7.3). Otra parte de la convergencia parece haber sido acomodada hacia el O por medio de un cabalgamiento intracortical con polaridad N, que debe considerarse como una continuación “intraplaca” con la misma polaridad de la sutura pirenaica. Se inicia así la deformación en las Montañas Cantábricas y en la Cuenca Vasco-Cantábrica, abandonándose la subducción incipiente a favor de la polaridad N conjunta Pirenaico-Cantábrica.

La parte centro-occidental de la Península debió absorber una deformación “pirenaica” (Paleógena) importante, activando fallas previas favorablemente orientadas en régimen de desgarre, y cabalgamientos E-O (paralelos al *cabalgamiento intracortical cantábrico*), sobre todo desde la región del Tajo inferior (Sierra de Gredos) hasta los Montes de Toledo (y probablemente más al S), lo que implica un origen más antiguo para parte de la deformación asumida en estas cadenas. A este respecto, los datos de huellas de fisión en apatitos, muestran distintas pautas de elevación-denudación entre Gredos y Guadarrama, en el Sistema Central, y entre este y los Montes de Toledo o Sierra Morena. La denudación en respuesta a un engrosamiento cortical y el subsecuente inicio de la cadena intraplaca de la Sierra de Gredos comenzó, como muy pronto, en el Eoceno Medio, existiendo áreas con levantamiento continuo desde el Oligoceno hasta la actualidad (De Bruijne y Andriessen, 2002).

Por otro lado, cabe señalar que la mayor parte de los arrastres en dirección de las estructuras hercínicas (por ejemplo sinestrosos en la de Plasencia o dextrosos en la del Herradón (Sistema Central) relacionadas con los desgarres cenozoicos, parecen más compatibles con una compresión NNE que con el campo más reciente. Esto podría indicar, así como la mayor potencia en general de las series paleógenas en las Cuencas de Antepaís, un acortamiento y, en general, una mayor deformación asociada a este evento. En cualquier caso, distintos niveles de arrasamiento de los

dos conjuntos de estructuras (“pirenaicas” y “béticas”) pueden, también, producir el mismo efecto.

7.2.3 El acercamiento entre Iberia y África. Deformación “Bética”

Desde un punto de vista de la interacción entre las placas Africana y Euroasiática, la transmisión de esfuerzos compresivos desde el “límite S” debió comenzar inmediatamente después del bloqueo de la convergencia en el límite pirenaico-cantábrico, lo que implica una reorganización mayor del movimiento de las dos grandes placas.

En el interior peninsular se registra, durante el Neógeno, el progresivo incremento de esfuerzos tectónicos con la máxima compresión horizontal según NO-SE (“béticos” o “guadarrama” (Capote et al. 1990)). No obstante, el borde N ha mantenido la dirección de máximo acortamiento horizontal N-S, tal como indican la distribución de terremotos y los esfuerzos activos calculados a partir de poblaciones de mecanismos focales (ver apartado 7.2.1). Esta situación en el borde N se produce sin un acercamiento registrable entre Iberia y Eurasia, lo cual evidencia el bloqueo neógeno del límite septentrional ibérico. De este modo, el cabalgamiento N de la Unidad de Cameros ha sido activo, al menos hasta el Mioceno superior (Casas, 1990), con una dirección de transporte tectónico hacia el N. Así mismo, el cabalgamiento sur de las Montañas Cantábricas (transporte hacia el S), y su continuación hacia la Cuenca del Bierzo (transportes N y S), registran actividad pliocena (Heredia et al. 2003). En cualquier caso, no parece que las fuerzas de cuerpo (*body forces*) debidas al engrosamiento cortical, puedan ser, exclusivamente, las responsables del mantenimiento del relieve “pirenaico” (Ziegler et al. 1998). Estas condiciones de “anclaje” del borde N han resultado fundamentales en la reestructuración neógena (“bética”) del Antepaís Ibérico. Esto sugiere que las condiciones iniciales (Mioceno inferior) de la deformación debieron ser constrictivas, facilitándose los procesos de escape tectónico, como el que representa la Sierra de Altomira, que se formó en un contexto de compresión N-S y con un transporte tectónico hacia el O (Muñoz Martín 1997). No obstante, la cadena “pirenaica” más representativa del Antepaís, la Cadena Ibérica, parece finalizar su estructuración compresiva y haber alcanzado el relieve actual ya durante el Mioceno Inferior, con poca actividad neógena y posterior (Guimerà y González, 1998).

El inicio de la transmisión de esfuerzos desde el SE durante el Mioceno inferior coincide con una ruptura sedimentaria de primer orden (Calvo et al. 1993) y con el final de la actividad orogénica pirenaica. Así, en la Cuenca Madrid, los sedimentos del Mioceno medio, que progradan desde el borde S del Sistema Central, *onlapan* los cabalgamientos N-S de la Sierra de Altomira (Muñoz Martín, 1997).

En el interior peninsular, la transmisión de esfuerzos compresivos de origen “bético” (De Vicente et al. 1996) produce una deformación distribuida y una reorganización *en frío* del Antepaís Ibérico centro-occidental (que se corresponde en buena medida con el Macizo Ibérico). Se materializa en forma de: a) elevaciones y cabalgamientos de basamento relacionadas con pliegues en la corteza superior y/o en toda la litosfera; b) corredores de fallas transcurrentes, de largo recorrido y poco desplazamiento, que generalmente son estructuras previas. En algunos casos las estructuras reactivadas son las originadas en la etapa previa, con lo que se facilitó el mantenimiento del relieve anterior. Las elevaciones de basamento están limitadas en superficie por fallas inversas que resuelven el problema de espacio en el extradós de los pliegues corticales. En ocasiones estos cabalgamientos forman una serie de sierras escalonadas en uno de los flancos de la flexura (S de Galicia – N de Portugal); en otras se disponen con vergencias opuestas en ambos flancos del pliegue de gran radio formando una cadena bien definida (Sistema Central). La orientación de los cabalgamientos asociados es muy constante en un amplio rango de escalas, variando entre N40-80E. Las condiciones de la deformación son de nuevo localmente

constrictivas, permitiendo, incluso, la activación de cabalgamientos E-O, asociados en origen a la deformación “pirenaica”. Así sucede en el borde sur de Gredos, con una clara actividad pliocena (De Bruijne 2002). Los corredores de fallas, por su parte, corresponden a relieves y depresiones longitudinales que indican una clara componente de desgarre. Dada su longitud, deben interesar a la totalidad de la corteza; de hecho, el corredor de Plasencia está intruído por un dique dolerítico de edad jurásica inicial. Sus orientaciones varían entre N10-N30E en los desgarres sinestrosos, más frecuentes hacia occidente (Portugal), y entre N100-140E en los dextrosos, más abundantes en la terminación oriental del Macizo Ibérico, sobre todo en el Sistema Central y en la Llanura Manchega, llegando a predominar en la Cadena Ibérica. En cualquier caso, los desplazamientos horizontales pueden ser mínimos en las fallas orientadas paralelas a la dirección de máximo acortamiento, actuando como zonas extensionales que, como en Campos de Calatrava, facilitan la actividad volcánica (Vegas y Rincón, 1996). La intensidad de la deformación aumenta durante el Mioceno superior-Plioceno inferior hasta producirse una reestructuración que afecta a la parte centro-occidental del Antepaís Ibérico, acompañado de un levantamiento generalizado del interior peninsular, que da cuenta de una altura media del Macizo Ibérico superior a la correspondiente a una plataforma hercínica como la de la Europa occidental. Hasta el Mioceno superior, la convergencia África-Eurasia responde todavía a una convergencia N-S. Después, en el Tortoniense medio-superior (9 Ma), toma una trayectoria N130-140E (Mazzoli y Hellman, 1994) a la cual responde la morfología actual de la parte centro-occidental ibérica con la formación de pliegues corticales y litosféricos (Cloetingh et al. 2003) perpendiculares al campo de esfuerzos activos NO-SE. Uno de los pulsos de esta reestructuración coincide con la sedimentación de abanicos aluviales al pie de los relieves pliocenos rejuvenecidos (“raña”). Tal es el caso de la Sierras de Guadalupe-Montánchez (1000 m. de salto vertical), de Somosierra, Guadarrama y el S de Gredos (hasta 2000 m. de salto) en el Sistema Central o del borde S de las Montañas Cantábricas en la Cuenca del Bierzo.

7.3 Cadenas con cobertera: Las Cadenas Ibérica y Costera Catalana

Coordinador: J. Guimerá

La Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana (fig. 7.10) han sido diferenciadas en la literatura geológica atendiendo principalmente a la orientación dominante de las estructuras, NO-SE en la Cadena Ibérica y NE-SO en la Cadena Costera Catalana. Pero, tanto la evolución de las cuencas mesozoicas presentes en ambas cadenas, como las relaciones estructurales entre ellas durante la contracción terciaria –que serán tratadas en las páginas siguientes– indican una relación tan estrecha entre las dos unidades diferenciadas tradicionalmente, que entendemos mejor considerarla una sola, que denominaremos Cadena Ibérica, pasando a considerar la Cadena Costera Catalana como una de las varias unidades que pueden diferenciarse dentro de esta Cadena. Proponemos, entonces, considerar como *Cadena Ibérica* al conjunto de las estructuras desarrolladas en el interior de la Placa Ibérica como resultado de la inversión, durante el acortamiento terciario, de las cuencas mesozoicas ibéricas. La Cadena Ibérica se sitúa entre las cuencas del Ebro, del Duero y del Tajo, y la Cordillera Bética. A lo largo de la costa mediterránea, las estructuras extensivas neógenas relacionadas con la obertura del Mediterráneo occidental, de orientación NE-SO, se sobrepusieron sobre la Cadena Ibérica, por lo que puede suponerse que ésta se continúa una cierta distancia bajo las áreas hoy día ocupadas por el mar.

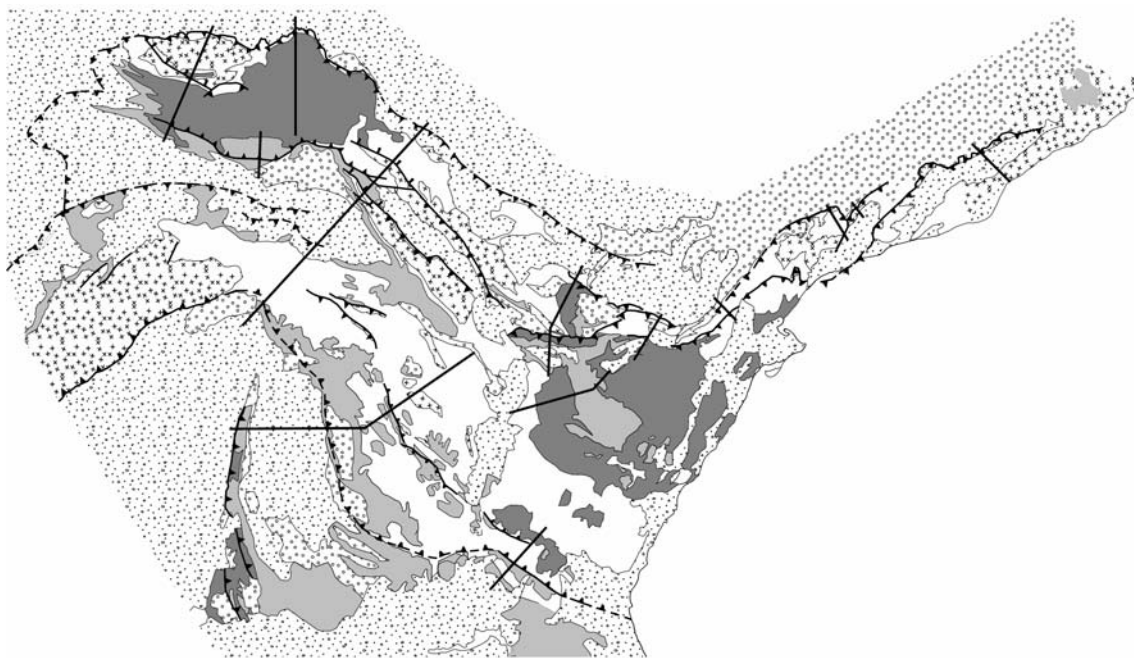


Figura 7.10

Mapa de las Unidades estructurales de la Cadena Ibérica y situación de los cortes geológicos

En la Cadena Ibérica se han distinguido tradicionalmente varias unidades, aunque no siempre de límites bien definidos. En este apartado se intentará ajustarse tanto como se pueda a la terminología tradicional, pero necesariamente habrá de realizarse una redefinición de las unidades y de su extensión. Se distinguirán las siguientes unidades: la *Cadena Costera Catalana*; La *Zona de Enlace* entre esta última y la Cadena Ibérica usada en sentido tradicional; la *Unidad de Cameros*, que incluye la cuenca de Cameros y el macizo de la Demanda; la *Rama Aragonesa*; la *Cuenca de Almazán*, que incluye el área tradicionalmente así denominada más una parte de la Cuenca del Duero, ya que ambas áreas se encuentran en el interior del edificio ibérico; la *Rama Castellano-valenciana*; la *Cuenca de Loranca* (o *Intermedia*); y la *Sierra de Altomira*.

7.3.1 La Cadena Costera Catalana

J. Guimerà

En la estructura de esta cadena se distinguirán tres unidades que corresponden a tres láminas de cabalgamiento (la del Vallès-Penedès, la del Camp y la del Priorat) situadas sobre cabalgamientos vergentes hacia el NO, que involucran el zócalo hercínico y se relevan escalonadamente, de manera que las más meridionales son también los más occidentales (fig. 7.11). Los límites entre las láminas tienen una orientación entre N70E y N30E y están determinados por cabalgamientos de extensión cartográfica decakilométrica, que tienen asociados pliegues monoclinales con el flanco fuertemente inclinado o invertido; ambas estructuras definen el límite sudeste de la Cuenca del Ebro. En las tres unidades, la deformación se concentra en una estrecha franja paralela a los límites entre ellas o con la cuenca del Ebro.

Buena parte de la estructura contractiva de la Cadena Costera Catalana no es directamente observable debido a la sobreimposición, a partir del Mioceno inferior, de las estructuras producidas por la extensión relacionada con la obertura del Mediterráneo occidental (ver 7.3.10), principalmente de las fosas del Vallès-Penedès y del Camp. En el caso del Vallès-Penedès, la falla normal neógena parece haber aprovechado en profundidad el cabalgamiento paleógeno, dejando

en superficie la parte más frontal de la lámina cabalgante del zócalo. Solo la unidad del Priorat se conserva prácticamente inalterada por la extensión neógena.

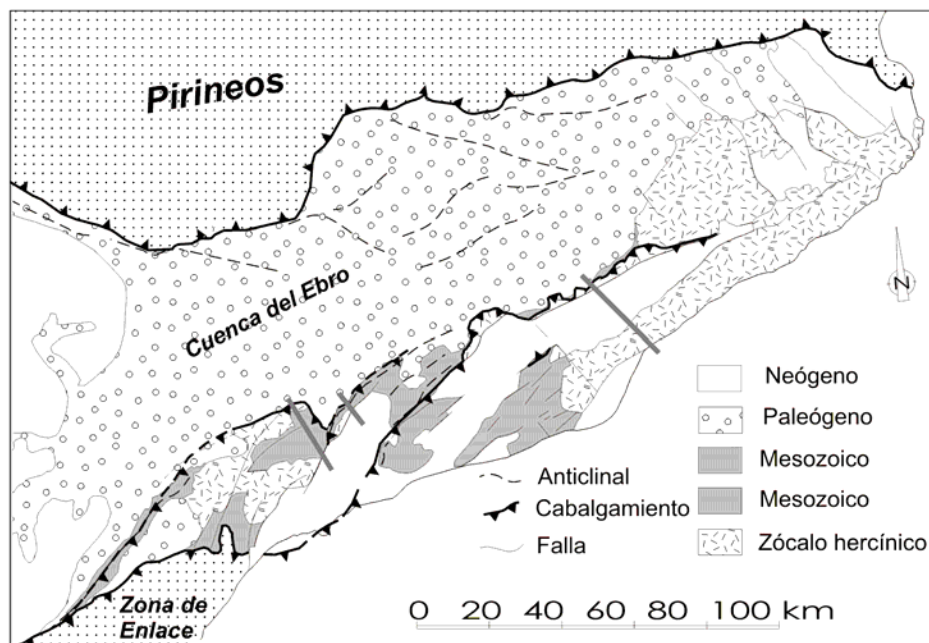


Figura 7.11
Esquema estructural de la Cadena Costera Catalana

La **unidad del Vallès-Penedès** incluye los afloramientos hercínicos y mesozoicos de la Cordillera Prelitoral y del NO del Vallès-Penedès, las sierras hercínicas desde el Baix Llobregat hasta el Montnegre, las áreas que se encuentran bajo los sedimentos de la fosa neógena del Vallès-Penedès, y los afloramientos mesozoicos de las áreas del Montmell, el Baix Gaià y el macizo de Garraf. En las últimas tres áreas y bajo parte de la zona ocupada por los materiales neógenos del Vallès-Penedès, la serie mesozoica contiene materiales de edad jurásica superior y cretácica inferior con potencias entre 400 y 1300 m, que faltan en las otras áreas de la unidad, tal vez por erosión, y en las otras unidades de la Cadena Costera Catalana (Anadón et al., 1979); estas áreas, que constituyen la cuenca de Garraf, son la continuación de las cuencas de El Perelló y el Maestrat, incluidas en la Zona de Enlace. En la mitad NE de la parte frontal de la unidad, los cabalgamientos que involucran el zócalo tienen un buzamiento muy bajo (pueden llegar a ser horizontales) y una flecha observable en afloramiento de hasta 5 km (fig. 7.12a), mientras en el SO solo se observa una estrecha franja de cabalgamientos y pliegues que, en superficie, involucran únicamente la cobertera mesozoica y cenozoica y que se continúan, plausiblemente, en los cabalgamientos similares de los alrededores de Tarragona y del Cap de Salou (Anadón et al., 1979). Hacia el NO el cabalgamiento del Vallès-Penedès se continúa hasta Campins, donde queda cortado por la falla normal neógena. La región que queda al norte del cabalgamiento en esa área, los macizos paleozoicos del Montseny y Les Guilleries, forman parte del substrato de la Cuenca del Ebro, levantada y erosionada. El acortamiento calculado en el corte 1 de la fig. 7.14 es de más de 8 km (López-Blanco et al., 2000).

La **unidad del Camp** contiene la Serra de Miramar, el área de Pontons-Mediona y el área situada bajo la fosa del Camp al norte del cabalgamiento del Vallès Penedès. La serie mesozoica incluye solamente los materiales triásicos y de la base de los jurásicos, sobre los que descansan los paleógenos de la cuenca del Ebro. La estructura de la Serra de Miramar consiste en un pliegue

fuertemente vergente hacia el NO que involucra la cobertera mesozoica y cenozoica y el zócalo hercínico; este pliegue se continúa hacia el NE, fuera ya de la Serra de Miramar y alcanza en total una longitud de unos 30 km. Internamente dicho pliegue muestra en mapa tres arcos formados por pliegues vergentes hacia el NO con un flanco frontal que puede estar invertido, con buzamientos entre 40° y 80° hacia el SE, y un flanco trasero, muy erosionado en los dos pliegues más meridionales, que buza entre 12° y 15 ° hacia el SE; en el núcleo del pliegue afloran los materiales hercínicos (Gómez y Guimerà, 1999). El acortamiento calculado por Gómez y Guimerà (1999) para el corte 2 de la fig. 7.12 es de 2 km, que debe considerarse como un valor mínimo. Sólo localmente aparecen cabalgamientos asociados a los pliegues, como el que produce el cabalgamiento de esta unidad sobre la unidad del Priorat; por tanto son los pliegues los que definen el contacto entre la estructura de la Serra de Miramar y los materiales paleógenos de la Cuenca del Ebro. El área de Pontons-Mediona presenta una estructura de pliegues suaves NE-SO que afectan la cobertera mesozoica y cenozoica; es cabalgada por el SE por el cabalgamiento del Vallès-Penedès.

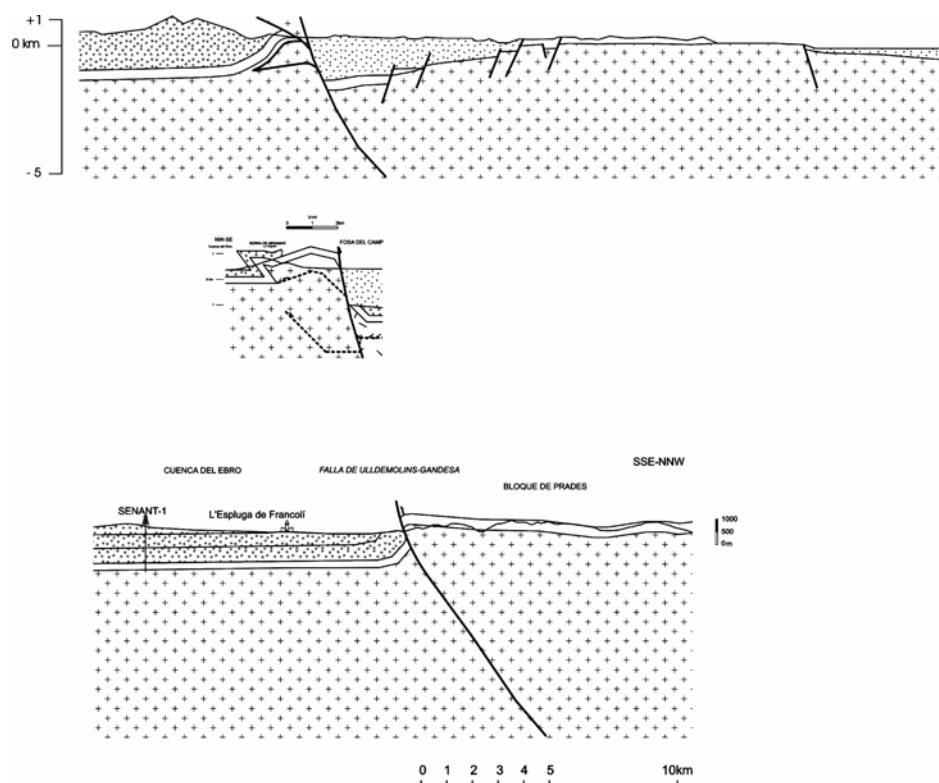


Figura 7.12 Cortes de la Cadena Costera Catalana

La **unidad del Priorat** incluye el bloque de Prades, las sierras de Cavalls y de Pàndols y la depresión terciaria de Móra; al S es cabalgada por las estructuras del cinturón de cabalgamientos de Portlucubio-Vandellós (Zona de Enlace). El bloque de Prades presenta el zócalo hercínico sobre el que se encuentra una cobertera triásica, liásica y cretácica superior, dispuesta subhorizontal con un ligero basculamiento hacia el sur. Su contacto con la cuenca del Ebro es una falla inversa con un salto vertical de 800 m (Gómez y Guimerà, 1999) y una traza cartográfica rectilínea, que indica su verticalidad en superficie; hacia el NE toma una orientación NO-SE y acaba pasando a un monoclinas que es cabalgado por la unidad del Camp; hacia el SO pasa a una flexión en el área del Montsant, todavía involucrando el zócalo de una manera clara, y finalmente enlaza con el anticlinorio de Cavalls-Pàndols. Este anticlinorio contiene varios cabalgamientos y pliegues; hacia el SE su estructura interna pasa a un conjunto de cabalgamientos y pliegues similar al del cinturón

de cabalgamientos de Portarubio-Vandellòs, que lo acaba cabalgando. La depresión de Móra es una parte de la Cuenca del Ebro que quedó aislada de ella por el desarrollo del anticlinorio de Cavalls-Pàndols ([García Boada, 1974](#)); su límite NO es el flanco SE de ese anticlinorio. Por el NE sus materiales descansan sobre los hercínicos del bloque de Prades y por el SE es cabalgada por el cinturón de cabalgamientos de Portarubio-Vandellòs; su estructura interna es muy simple, internamente las capas terciarias se mantienen subhorizontales y solo se deforman en sus bordes, en contacto con las unidades anteriores.

Las estructuras descritas en las tres unidades (cabalgamientos y pliegues) son típicas de sistemas contractivos, pero en la Cadena Costera Catalana han sido descritos indicadores cinemáticos que muestran componentes direccionales sinistros. En la falla del Vallès-Penedès a partir del análisis de las rocas de falla que contiene ([Julià y Santanach, 1984](#)) y también por la presencia de estrías oblicuas (con un cabeceo de 70°O) sobre un plano de falla plurikilométrica (orientado 080°/30° S) en las cercanías de Bigues. En el bloque de Prades, entre Farena y Capafonts, [Anadón et al \(1985\)](#) describen estrías horizontales sinestrosos en el plano de fallas hectométricas a kilométricas orientadas NE-SO. En el anticlinorio de Cavalls-Pàndols, [Anadón et al. \(1985\)](#) describen pliegues escalonados que indican un componente sinistroso paralelo a la estructura. Por tanto, una deformación por convergencia oblicua (transpresión) parece la más adecuada para explicar la formación de la Cadena Costera Catalana.

La deformación comenzó durante el Oligoceno inferior-medio y continuó al menos hasta el Oligoceno superior; no se encuentran depósitos de edad miocena inferior en contacto con las estructuras de la Cadena Costera Catalana ([Anadón et al., 1985](#)).

7.3.2 La Zona de Enlace

J. Guimerà

La Zona de Enlace conecta las estructuras NE-SO de la Cadena Costera Catalana con las NO-SE de la Rama Aragonesa. Su parte norte se caracteriza por un cinturón de cabalgamientos de bajo ángulo y pliegues de orientación general aproximadamente E-O y vergencia hacia el N (el cinturón de cabalgamientos de Portarubio-Vandellòs) que involucra a los materiales mesozoicos y cenozoicos a partir del Muschelkalk medio, nivel donde se localiza el cabalgamiento basal del cinturón ([fig. 7.13 y 7.14](#), cortes 4, 5 y 6); hacia el S, hacia el traspaís (*hinterland*), el cabalgamiento basal pasa a involucrar el zócalo hercínico y la deformación interna de la cobertera es mucho menor ([fig. 7.14](#), cortes 4, 5 y 6). El límite S de la Zona de Enlace es menos definido, ya que se produce un paso bastante gradual a la Rama Castellano-valenciana. En los afloramientos triásicos de Lluçenà y Villahermosa (IGME, Hojas 1:50.000 números 592 y 615) aparecen cabalgamientos al nivel del Muschelkalk medio vergentes hacia el SO ([Fig. 7.10](#)) que invierten la subcuenca de Penyagolosa, de la cuenca del Maestrat; hacia el SO, la vergencia mayoritaria de los cabalgamientos de la Rama Castellano-valenciana es hacia el SO. Por el O el límite con la Rama Castellano-valenciana es la Fosa de Teruel, desarrollada sobre un sinclinal laxo decakilométrico formado durante la contracción terciaria ([Cortés Gracia y Casas Sainz, 2000](#)), situado a continuación del sinclinal de Almazán.

La orientación de las estructuras del cinturón de Portarubio-Vandellòs cambia en dos virgaciones donde toman una orientación NE-SO; estas virgaciones se localizan entre Aliaga y Mas de las Matas, la occidental, y entre Herbers y Tivissa, la oriental ([figs. 7.10 y 7.13](#)). La Zona de Enlace es el resultado de la inversión terciaria de la cuenca del Maestrat, de edad jurásica terminal y cretácica inferior, por lo que se observa una variación general del grosor de la serie mesozoica desde el N, donde es más delgada (menos de 2000 m) y falta totalmente el Jurásico superior y el Cretácico inferior, hacia el S, donde alcanza 5700 m ([Salas y Guimerà, 1997](#)). El cinturón de cabalgamientos de Portarubio-Vandellòs se localiza donde la serie estratigráfica es más delgada.

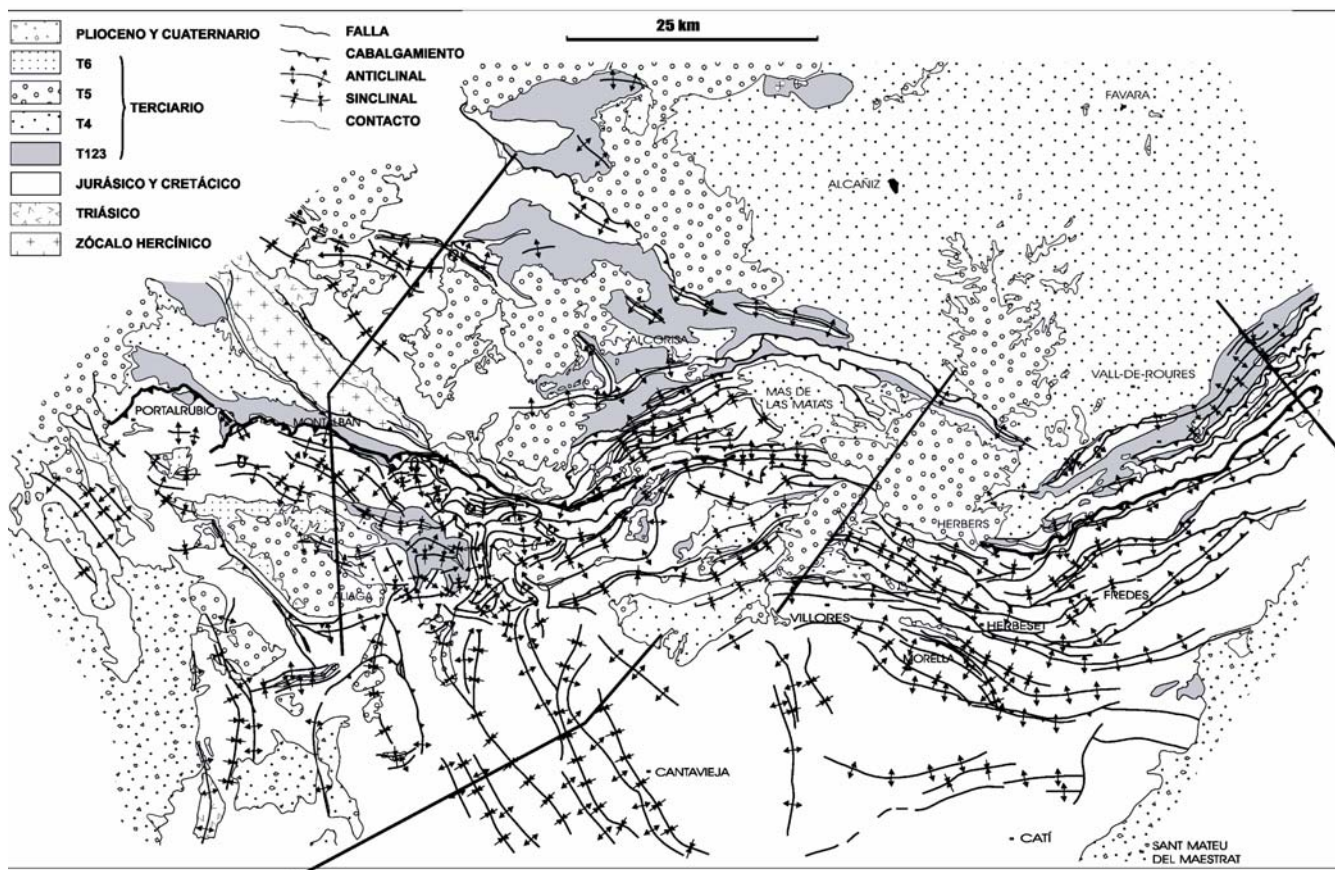


Figura 7.13
Esquema estructural de la Zona de Enlace

El desplazamiento horizontal de las láminas de cabalgamiento varía desde pocos centenares de metros hasta unos 10 km; los cabalgamientos en los que se ha producido un desplazamiento mayor son los de la Muela de Montalbán, Herbers (figs. 7.13 y 7.10) y Llaberia (fig. 7.10); del último se conservan dos *klippes* en la Mola de Llaberia que muestran una flecha mínima de unos 6 km. Los dos primeros provienen claramente de la inversión de fallas extensivas mesozoicas (Salas y Guimerà, 1997), ya que los cabalgamientos ponen en contacto series estratigráficas muy diferentes, más gruesas en la lámina cabalgante; lo mismo se produjo, posiblemente, en el cabalgamiento de Llaberia, pero la fuerte erosión que ha experimentado su lámina cabalgante impide determinarlo. En los cortes 4 y 5 (fig. 7.14) el acortamiento total es de 12 y 15 km respectivamente, la mayor parte concentrado en el cinturón de cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs.

Las estructuras frontales de la Zona de Enlace cortan las estructuras de la Rama Aragonesa cuando no hay paralelismo entre ellas. El ejemplo más espectacular es el cabalgamiento de la Muela de Montalbán (orientado E-O aproximadamente), cuya lámina cabalgante se emplazó sobre el núcleo, ya erosionado, del anticlinal de Montalbán (orientado NO-SE), dando lugar localmente a un cabalgamiento de materiales jurásicos sobre paleozoicos y triásicos (unos 20 km al E de Montalbán, Guimerà, 1988). En las cuencas terciarias de Alcorisa y de Aliaga, hay varios ejemplos de superposición de pliegues donde a los NO-SE de la Cadena Aragonesa, se superponen los E-O o NE-SO de la Zona de Enlace (Simón Gómez, 198?). Al N y E de Alcorisa, las estructuras frontales de ambas unidades son paralelas. No se observa interferencia entre las estructuras de la Zona de Enlace y las de la Cadena Costera Catalana que, excepto en el área de Llaberia tienden a ser paralelas y a confundirse, ya que la estructura interna del anticlinorio de

Cavalls-Pàndols (de la unidad del Priorat de la Cadena Costera Catalana) pasa, hacia el S, a tener un estilo similar al de la Zona de Enlace que la cabalga. El cabalgamiento de Llaberia, el más oriental, es plausible que enlace con el del Vallès-Penedès, en el Cap de Salou; ambos cabalgamientos separan unas series mesozoicas gruesas, con un Jurásico superior y Cretácico inferior de hasta 1000 m en la lámina cabalgante, de unas series más delgadas donde faltan los materiales de esa edad. (Anadón et al., 1979).

El relieve de la Zona de Enlace alcanza la cota máxima en la Sierra de Gúdar (2019 m), en materiales de Cretácico inferior. Al NE de ésta se encuentra una amplia zona (entre las hojas 1:200 000 de Teruel y Vinaròs, corte 5 de la fig. 7.14) con relieves entre 1700 m y 1800 m, que llega a 1997 m en Valdelinares, desarrollada sobre materiales del Cretácico superior (hasta el Maastrichtiense, Canérot et al., 1982). En el cinturón de cabalgamientos de Portarubio-Vandellòs, las cotas son menores, aunque los materiales del Cretácico superior alcanzan 1522 m en la Sierra de San Just, al S de Montalbán, y entre 1400 m y 1500 m en varios sinclinales al N y NE de Aliaga; hacia el E las cotas van siendo menores, pero todavía se alcanzan los 1447 m en el Caro, al O de Tortosa, en materiales jurásicos. De lo expuesto se deduce el bajo nivel de erosión del edificio orogénico de la Zona de Enlace, ya que se conservan amplias extensiones de los materiales preorogénicos más recientes (se conserva el Cretácico terminal y solo faltan los materiales del Paleógeno inferior de la unidad T1, si se llegaron a sedimentar) y, de una manera casi general, los materiales del Cretácico superior se conservan también en el núcleo de muchos sinclinales.

Sobre el cinturón de cabalgamientos de Portarubio-Vandellòs se desarrolló una superficie de erosión sobre la que se sedimentaron materiales del Mioceno inferior (unidad T5, fig. 7.13) que están aún ligeramente deformados por las estructuras contractivas, lo que indica que la superficie de erosión se desarrolló cuando el edificio orogénico era activo (Guimerà y González, 1998). En la transversal del corte 5 de la fig. 7.14, los materiales de la unidad T5 llegan a estar a 1200 m de altura (inmediatamente al N del sondeo Mirambel-1), mientras en el centro de la Cuenca del Ebro, más de 100 km al N, se encuentran a unos 300 m; la pendiente media entre ambos puntos es inferior a 1°, lo que indica que los dos puntos no han experimentado cambios relativos de altura significativos, teniendo en cuenta que los materiales de la unidad T5 corresponden a un sistema aluvial. Como muestra el corte 5 (Fig. 7.14), las únicas estructuras al S de la superficie de erosión que pueden explicar el levantamiento de la extensa área con materiales del Cretácico superior entre 1700 m y 1800 m de altura, es el pliegue vergente al N desarrollado sobre el cabalgamiento en el zócalo. De todo lo expuesto, Guimerà y González (1998) concluyen que la elevación topográfica actual de la Zona de Enlace se alcanzó durante la contracción alpina y no ha sido modificada significativamente con posterioridad.

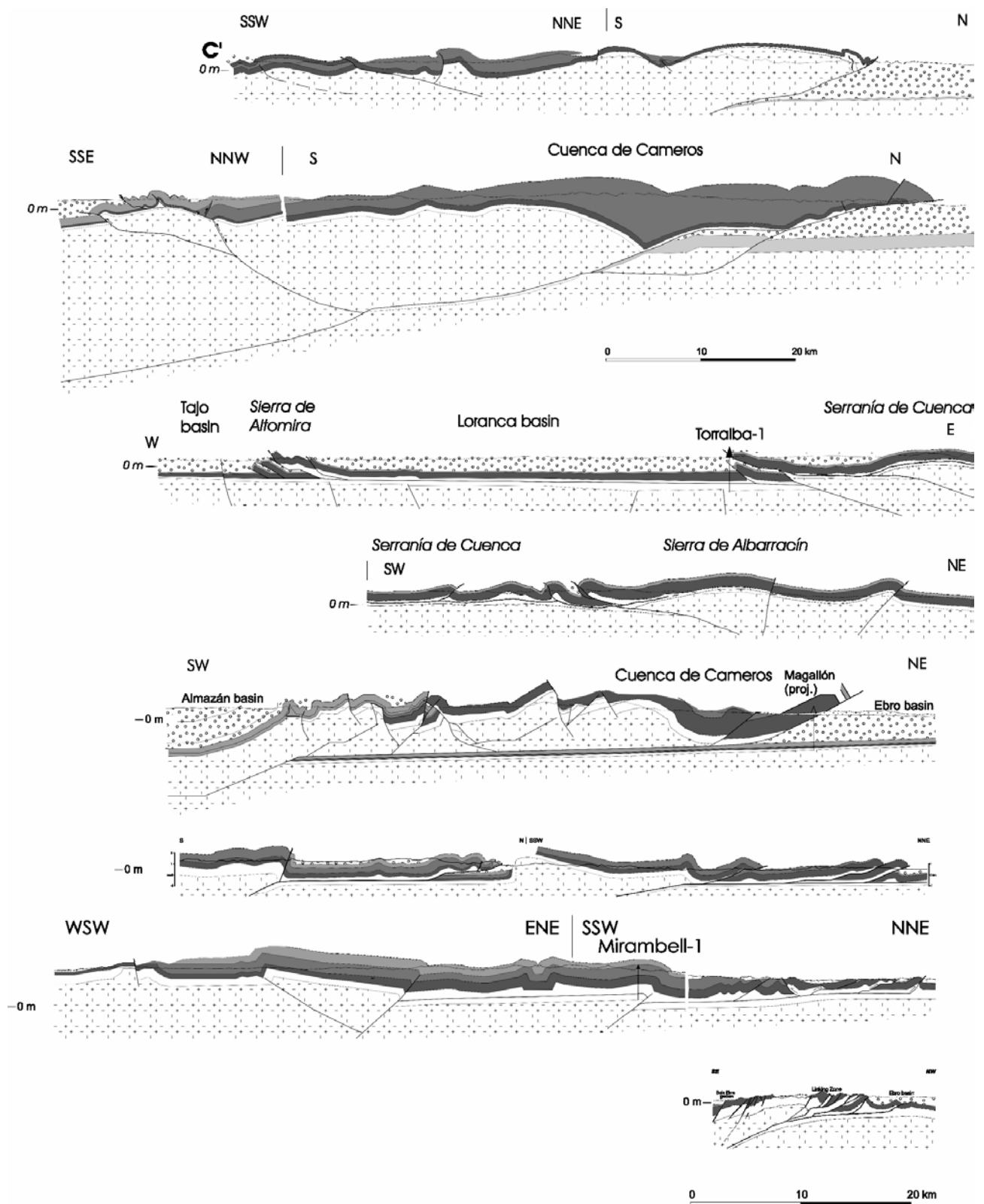


Figura 7.14 Cortes de la Cadena Ibérica

7.3.3 La unidad de Cameros

J. Guimerà

Esta unidad comprende los afloramientos hercínicos de La Demanda y los mesozoicos de la cuenca de Cameros, que contiene hasta 5 km de relleno de edad jurásica superior y cretácica inferior. Su borde N lo determina el *Cabalgamiento de Cameros* (o *Cabalgamiento Nordibérico*), de orientación aproximadamente E-O y vergente al N, con un desplazamiento estimado entre 20-30 km según Casas (1993) o de hasta 28 km (Guimerà et al., 1995), que superpone la unidad de Cameros a la Cuenca del Ebro (fig. 7.15). Su borde S lo define un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos, de orientación aproximadamente E-O y vergencia hacia el S, que superpone la unidad de Cameros a las cuencas del Duero y de Almazán (fig. 7.15); entre los cabalgamientos de este cinturón destacan los de San Leonardo y de Ciria, que afloran en una extensión de varias decenas de kilómetros. El acortamiento producido por estas estructuras en el corte 12 (fig. 7.14) es de 5,4 km. El resultado de la presencia en ambos bordes de la unidad es una estructura en *pop-up* asimétrica, por el desplazamiento mayor del cabalgamiento norte. El corte 11 de la fig. 7.20 muestra un rellano de más de 20 km en el Keuper de la lámina cabalgante, que desaparece hacia el O, en la Demanda (fig. 7.14, corte 13) y se reduce hacia el SE (fig. 7.14, corte 9); en los tres cortes se observa un anticlinal de rampa de bloque superior en los materiales del zócalo, que tendría una continuidad lateral desde La Demanda hasta el Moncayo. El bloque inferior del cabalgamiento de Cameros está afectado por estructuras como el *short-cut* de Arnedo, que afecta el zócalo hercínico y produce un anticlinal en superficie (fig. 7.15) en el que afloran materiales paleógenos inferiores (Casas Sainz, 1993); esta estructura se continúa hacia el O (fig. 7.14, corte 11). La posible continuación hacia el oeste del Cabalgamiento de Cameros se discutirá en el apartado 7.3.5.

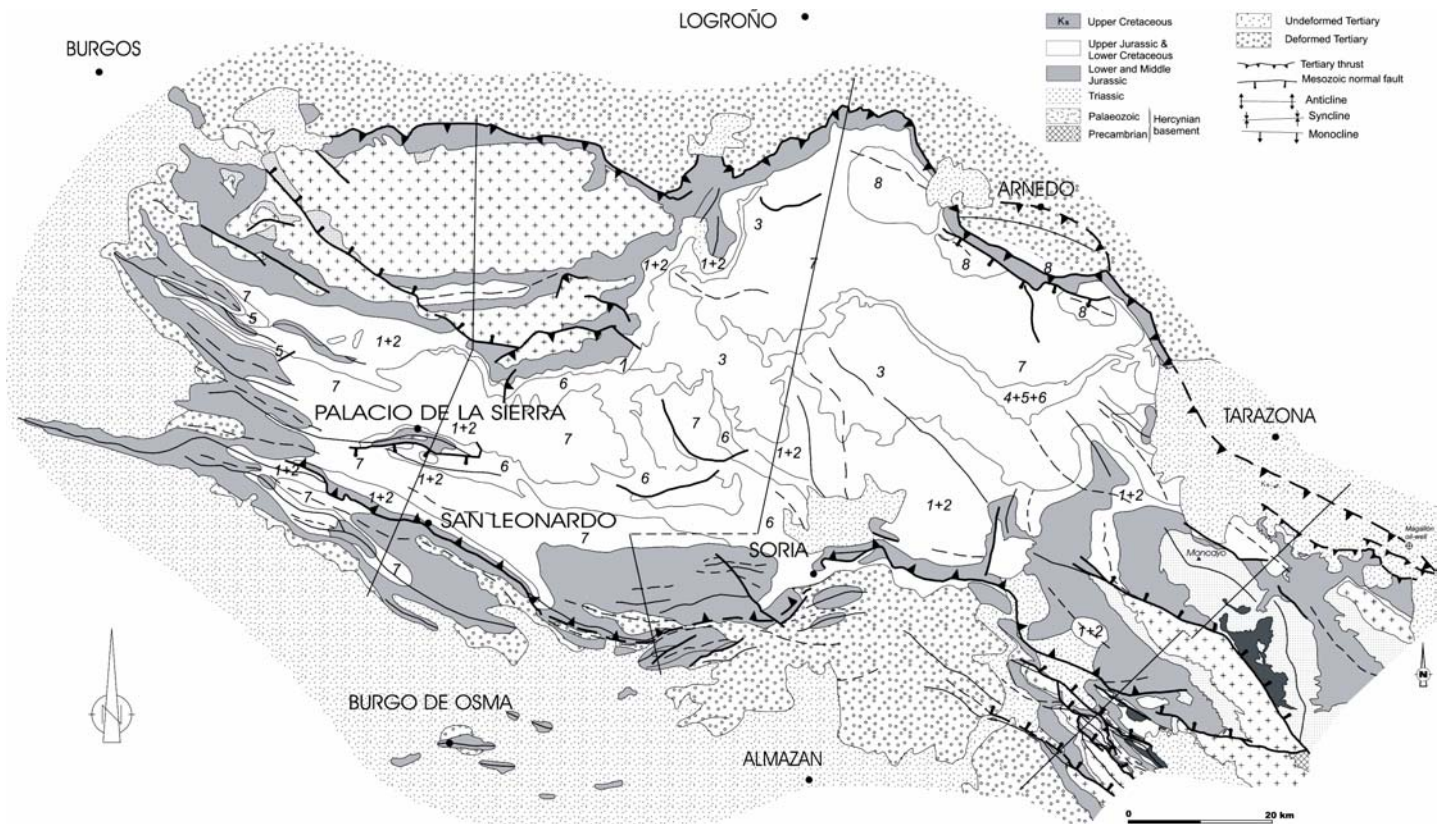


Figura 7.15
Esquema estructural de la Unidad de Cameros

La deformación interna de la lámina de cabalgamiento de Cameros es más pequeña en la parte oriental de la unidad y aumenta hacia el O, en la transversal de La Demanda, donde aparecen gran número de pliegues que afectan la cobertera mesozoica, paleógena y miocena inferior ([fig. 7.15](#)), que se extienden hacia el O y quedan fosilizados por los materiales terciarios posttectónicos de la Cuenca del Duero. Hacia el SE, hacia la Rama Aragonesa, también aumenta la deformación interna.

La unidad de Cameros proviene de la inversión terciaria de la cuenca de Cameros. Los materiales de edad titónica a cretácica inferior no aparecen, o están muy reducidos de potencia, al N y al S de los cabalgamientos que limitan la unidad. El cabalgamiento de Cameros, al N, sería una falla formada durante la inversión, lo que explicaría el extenso rellano descrito en los materiales del Keuper. El cinturón de pliegues y cabalgamientos meridional parece relacionado con la inversión de la falla normal mesozoica que limitaba la cuenca de cameros por el S, falla representada en el corte 12 ([fig. 7.14](#)). El acortamiento se produjo entre el Eoceno superior y el Mioceno superior ([Muñoz Jiménez y Casas Sainz, 1997](#)), aunque la mayor parte finalizó hacia el Mioceno inferior ([Guimerà et al., 1995](#), [Casas Sainz et al., 2000](#)).

La dirección de desplazamiento de la lámina cabalgante se ha estimado que fue aproximadamente hacia el N, a partir tanto de indicadores cinemáticos en la parte frontal de los cabalgamientos ([Casas Sainz y Gil Imaz, 1998](#)), como en la geometría de los arcos que presentan los cabalgamientos en planta ([Guimerà et al., 1995](#)). El acortamiento total experimentado por la unidad varía según el salto que se atribuya al Cabalgamiento de Cameros. [Guimerà et al. \(1995\)](#) suponen un acortamiento total de 38,4 km sumando el de los cortes 11 y 12 de la [fig. 7.14](#).

El relieve de la unidad supera los 2000 m en los picos de Urbión (2223 m) y Cebollera (2142 m), ambos en materiales del Cretácico inferior, y en San Millán (2132), en la Sierra de la Demanda, en materiales hercínicos, que constituye la zona de la Cadena Ibérica donde el zócalo se encuentra a una cota más elevada. La erosión ha hecho desaparecer más mil metros de materiales en amplias zonas de la unidad; en la Sierra de la Demanda, toda la serie mesozoica ha sido erosionada

7.3.4 La Rama Aragonesa

J. Guimerà

Se sitúa entre el Cabalgamiento de Cameros (o Nordibérico), al NE, y la cuenca terciaria de Almazán y el sinclinal de Almazán que se encuentran al SO. En su parte NO constituye la continuación de la Unidad de Cameros y de las estructuras del norte de la Cuenca de Almazán; por el S es cabalgada por el cinturón de cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs, de la Zona de Enlace. La presencia del Cabalgamiento de Cameros bajo los sedimentos posttectónicos del borde S de la Cuenca del Ebro se deduce de los diversos sondeos y perfiles sísmicos que muestran la existencia de 2500 m de materiales terciarios en el sondeo de Magallón ([Lanaja, 1987](#)), pocos kilómetros al N de los materiales mesozoicos y hercínicos de la Rama Aragonesa, que está recubierta por materiales terciarios posttectónicos de poco más de 100 m de potencia; en este sector se deduce un salto vertical del Cabalgamiento de Cameros de unos 4 km. El mapa de isóbatas de la base de los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro ([ITGE, 1990, documento PL-175](#)), muestra como la potencia de éstos disminuye hacia el SE, al tiempo que aumenta la potencia de los materiales terciarios deformados incluidos en la Rama Aragonesa; las estructuras más sudorientales relacionables con el Cabalgamiento de Cameros son las de Puigmoreno, al NO de Alcañiz, donde aparecen unos domos vergentes al NE, con materiales hercínicos en el núcleo, que involucran también los materiales paleógenos ([figs. 7.10 y 7.13](#)).

La estructura interna de esta unidad incluye pliegues y cabalgamientos que involucran, tanto el zócalo y la cobertera mesozoica y terciaria, como solo a la cobertera. Entre las primeras

estructuras destacan los anticlinales de núcleo hercínico (*basement uplifts*) con una anchura que varía entre 5 y 30 km (figs. 7.13 y 7.15), que suelen ser asimétricos y limitados por una falla en el flanco de mayor buzamiento que, en la mayoría de los casos, es el flanco NE (fig. 7.14, cortes 6 y 9). En la parte central de la unidad se distinguen dos afloramientos hercínicos principales, los de Ateca-Calamocha al SO y de Sierra de Vicort --que enlaza hacia el SE con el anticlinal de núcleo hercínico de Montalbán-- al NE; el primero cabalga sobre la cuenca de Calatayud mediante el cabalgamiento de Daroca; el segundo, tiene en su interior el cabalgamiento de la Sierra de Vicort. Las fallas en el flanco de los anticlinales de núcleo hercínico son, en el sector NO de la unidad, fallas normales mesozoicas que limitan series mesozoicas de potencias diferentes (Guimerà et al., 2004) (figs. 7.15 y 7.14, corte 9), mientras hacia el SE pasan a ser cabalgamientos; así, la Falla del Tablado, que limita por el SO la cuenca triásica del Moncayo, enlaza lateralmente con el cabalgamiento de la Sierra de Vicort, mientras la de Cardejón, que produce la desaparición de los materiales jurásicos y cretácicos inferiores antes de la sedimentación de la Formación de Escucha, pasa al cabalgamiento de Daroca (fig. 7.10). La extensión de los afloramientos hercínicos disminuye hacia el SE, al tiempo que aumenta la anchura de los mesozoicos en la parte noreste de la unidad, donde aparecen varios arcos de pliegues y cabalgamientos. Su orientación varía entre E-O y NO-SE, e involucran solamente la cobertera mesozoica y terciaria (arcos de Belchite, Moyuela y Andorra, fig. 7.13).

La Rama Aragonesa contiene varias cuencas terciarias con materiales pre- y sintectónicos. En la parte noreste de la unidad se encuentran las cuencas de Azuara, Muniesa y Alloza, desarrolladas sobre las láminas de cabalgamiento de los arcos de Belchite, Moyuela y Andorra. La cuenca de Calatayud-Montalbán, se encuentra entre los dos principales afloramientos hercínicos de Ateca-Calamocha y Sierra de Vicort-Montalbán, limitada al sudoeste por el cabalgamiento de Daroca y al sur por la Zona de Enlace; en el sector de Calatayud los materiales terciarios (del Aquitaniense superior, ver capítulo 6.6.1.2) descansan sobre los hercínicos, lo que indica la erosión previa de toda la cobertera mesozoica.

El acortamiento de la lámina de cabalgamiento de la Rama Aragonesa en el corte 9 de la fig. 7.14 es de 16.6 km (Guimerà et al., 2004), valor al que hay que añadir el desplazamiento de la lámina sobre el Cabalgamiento de Cameros, que estos autores estiman en 37 km, para obtener el acortamiento total de la Rama Aragonesa, que sería de 53.6 km. El cabalgamiento de Daroca es oblicuo con un componente dextroso (Colomer y Santanach, 1988, Guimerà, 1988), aunque es un cabalgamiento interno de la unidad. La dirección de desplazamiento de la lámina cabalgante de la Rama Aragonesa estuvo ligada al desplazamiento de la lámina en la Unidad de Cameros (aproximadamente hacia el N, como se ha visto). Ya que ambas unidades tienen el mismo cabalgamiento basal, el Cabalgamiento de Cameros; es plausible suponer un desplazamiento oblicuo dextroso del cabalgamiento basal en la Rama Aragonesa.

El relieve de la Rama Aragonesa alcanza la cota máxima de 2361 m en el Moncayo (el punto más alto de la Cadena Ibérica), en materiales del Buntsandstein; el zócalo hercínico bajo estos materiales llega a estar a 1900 m; también en el zócalo hercínico se encuentran las cotas máximas de las sierras del Tablado (1749 m) y de Vicort (1420). La Rama Aragonesa ha experimentado una fuerte erosión, sobre todo en su parte central, donde toda la cobertera mesozoica fue erosionada, como ya se ha dicho, previamente a la sedimentación de los materiales miocenos inferiores de la Cuenca de Calatayud, o sea, durante la contracción terciaria.

7.3.5 La Cuenca de Almazán

J. Guimerà

La Cuenca de Almazán y una parte del este de la Cuenca del Duero se encuentran en el interior de la Cadena Ibérica ([fig. 7.10](#)), constituyen una cuenca *piggy-back* ibérica ([Guimerà et al., 1995](#), [Casas et al., 2000](#)). Al O de la Unidad de Cameros, el límite de la Cadena Ibérica con la Cuenca del Duero se ha establecido tentativamente a partir del mapa de isóbatas del techo del Cretácico carbonatado (ITGE, 1990, documento PL-124); la estructura de esta área, tradicionalmente incluida en la Cuenca del Duero, presenta un conjunto de anticlinales y sinclinales que son la continuación de los de la parte occidental de la Unidad de Cameros; por el sur esta área es cabalgada por la zona de transición entre el Sistema Central y la Rama Castellana, mediante un cabalgamiento que pone en contacto los materiales del Cretácico superior al N del Macizo de Honrubia en el sector de cabalgamientos imbricados de Sepúlveda (por encima de 1100 m) y El Burgo de Osma (1026 m) en el bloque superior de la falla con los de la Cuenca del Duero entre -247 m (Sondeo de Alcozar) y -2300 m ([ITGE, 1990, documento PL-124](#)) en el bloque inferior.

En la parte de la cuenca *piggy-back* tradicionalmente denominada Cuenca de Almazán se han realizado gran cantidad de líneas sísmicas de reflexión y algunos sondeos de prospección petrolífera que permiten una buena caracterización de su estructura ([Casas et al., 2000](#)). Esta cuenca llega a contener 3500 m de materiales terciarios pre y sintectónicos ([Casas et al., 2000](#)), aunque la mayor parte de los afloramientos actuales son de materiales terciarios postectónicos. Por el N es cabalgada por la Unidad de Cameros ([figs. 7.10. y 7.16](#)). En la estructura interna de la cuenca de Almazán pueden distinguirse dos sectores. En el septentrional, al N y NO de Gómara ([fig. 7.16](#)), las estructuras son la continuación de las de la Rama Aragonesa, con pliegues de escala kilométrica que, además de los materiales terciarios, involucran la delgada cobertera mesozoica – Triásico, Utrillas y Cretácico superior– y el zócalo hercínico; también se reconoce la continuación de las fallas normales mesozoicas en los flancos de los pliegues, descritas en la Rama Aragonesa. El sector meridional, al sur de Gómara, presenta tres grandes pliegues monoclinales ([Casas et al., 2000](#)): el de Gómara, vergente al S, que es la continuación del monoclinal aflorante de Deza-Alhama de Aragón (borde SO de la Rama Aragonesa), y los de Almazán y Arcos de Jalón, de polaridad N. El monoclinal de Arcos de Jalón es el límite entre la cuenca de Almazán y la Rama Castellana. La presencia de estos monoclinales de vergencia opuesta da a este sector de la cuenca de Almazán una estructura sinclinal que, por la unión de los monoclinales de Alhama de Aragón y Arcos de Jalón, se continúa hacia el SE en el sinclinal de Almazán, estructura de escala decakilométrica que separa la Rama Aragonesa y la Rama Castellana ([Fig. 7.14](#), corte 10).

El desplazamiento de la lámina de cabalgamiento que incluye a la Unidad de Cameros, la Rama Aragonesa y la Cuenca de Almazán sobre una rampa en el bloque inferior ([Guimerà et al., 1995](#)) produciría, por adaptación de la lámina, el monoclinal de Gómara y su continuación hasta Alhama de Aragón ([Fig. 7.16 y 7.14](#), corte 9). Dicho desplazamiento de la lámina ocasionó el desplazamiento hacia el N, levantamiento y erosión de los sedimentos terciarios del borde N de la Cuenca de Almazán, al mismo tiempo que una migración hacia el S de los depocentros de las unidades terciarias progresivamente más recientes ([Casas et al., 2000](#)); esta migración era aparente, ya que era el depocentro de cada unidad el que se situaba al S respecto al de la unidad anterior, desplazada con la lámina de cabalgamiento, mientras, respecto al Sinclinal de Almazán, que era la estructura que determinaba la cuenca, los depocentros de cada unidad, durante la sedimentación, siempre se localizaban en el núcleo del pliegue. Según [Casas et al. \(2000\)](#), el desplazamiento máximo de la lámina de cabalgamiento se habría producido entre el Eoceno superior y el Oligoceno superior.

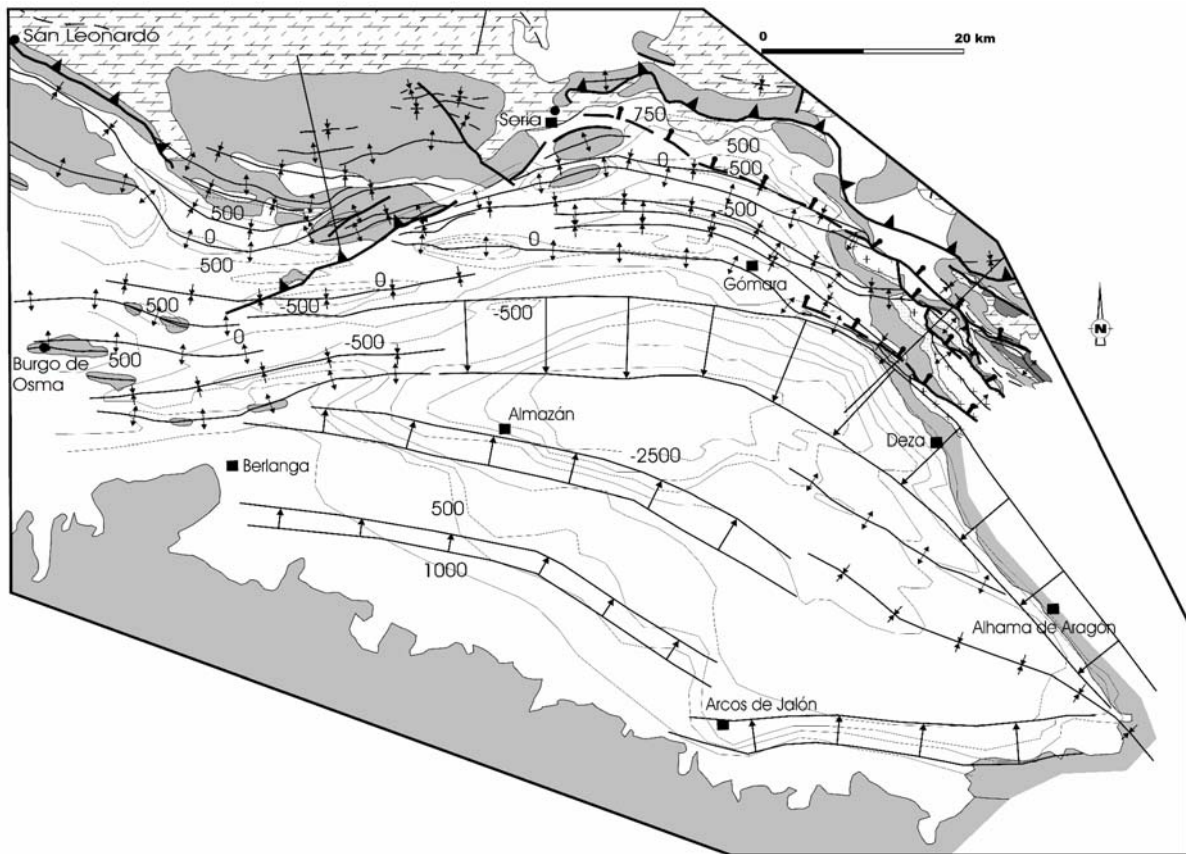


Figura 7.16
Esquema estructural de la Cuenca de Almazán

7.3.6 La Rama Castellano-valenciana

J. Guimerà, G. De Vicente y M.A. Rodríguez Páscua

Esta unidad limita al N y NE con la cuenca de Almazán y el sinclinal de Almazán que la continúa, y al O y SO con la Cuenca de Loranca y el antepaís de la Llanura Manchega. Hacia el SE sus estructuras se continúan, más allá de la depresión de Ademuz, hasta ser cortadas por las fosas neógenas de la costa mediterránea; hacia el NO enlaza con el Sistema Central. La estructura general de la unidad es un anticlinorio orientado NO-SE con una anchura de entre 60 km al NE y 100 km hacia el SE que contiene numerosos pliegues y cabalgamientos de escala kilométrica y también de orientación NO-SE. Son estructuras que involucran, tanto el zócalo y la cobertera, como solamente la cobertera (fig. 7.17 fig. 7.18). El basamento hercínico aflora en un conjunto de anticlinales localizados en la mitad NE de la unidad a partir de la falla de Torremocha del Pinar que conecta una serie de afloramientos del basamento- tegumento, como los de Santa María del Espino, al O de Molina de Aragón, a través del cabalgamiento de Tierzo-Teroleja (Villena, 1968), El Nevero y la Sierra de Albarracín. Aunque la mayoría siguen aproximadamente una línea desde el NO de Molina de Aragón al SE de Albarracín; la cota máxima de la unidad mencionada se encuentra en uno de esos afloramientos hercínicos. Aunque estos sean reducidos, la altura general de los relieves de la unidad y la diferencia de cota entre los materiales mesozoicos que la constituyen y sus equivalentes en las cuencas de antepaís relativo (cuencas de Madrid y de Loranca), indican que el zócalo se encuentra involucrado en buena parte de la Rama Castellano-valenciana (fig. 7.17 fig. 7.18a y b).

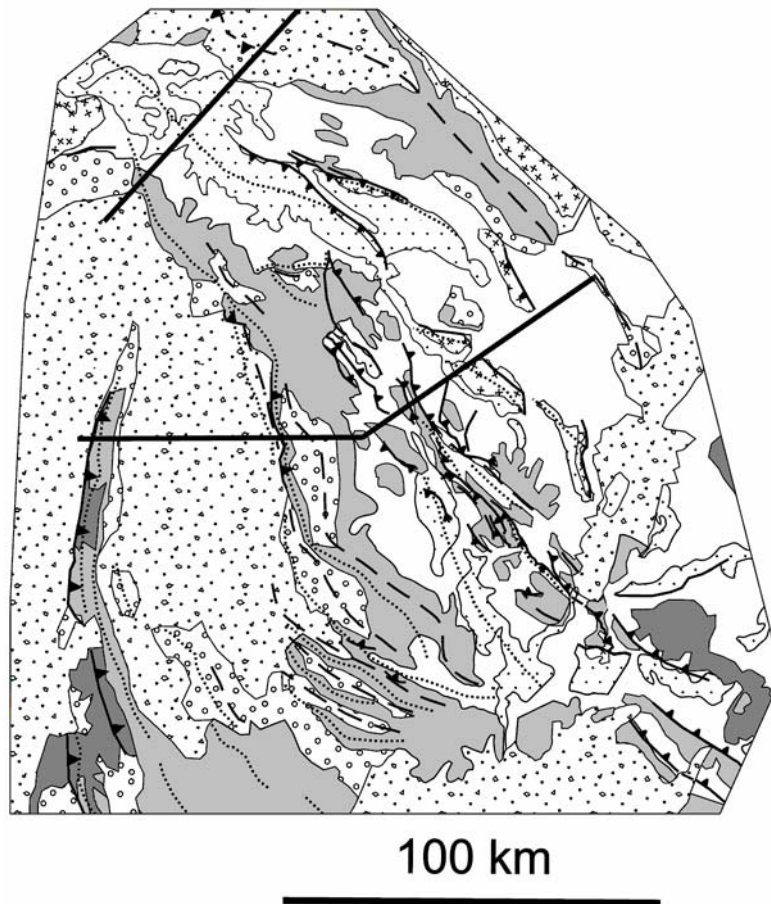


Figura 7.17
Esquema estructural de la Rama Castellano-Valenciana, de la Cuenca de Loranca y de las Sierras de Altomira y Basconiana

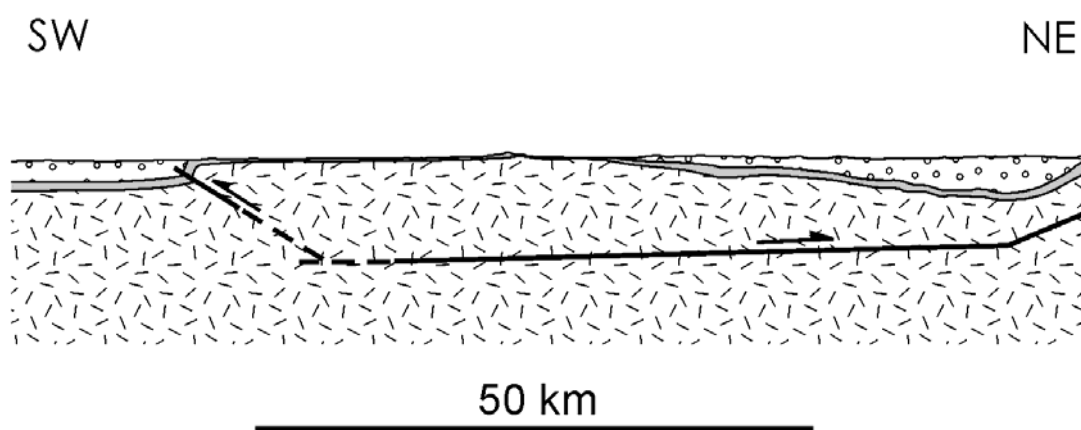


Fig. 7.18 A

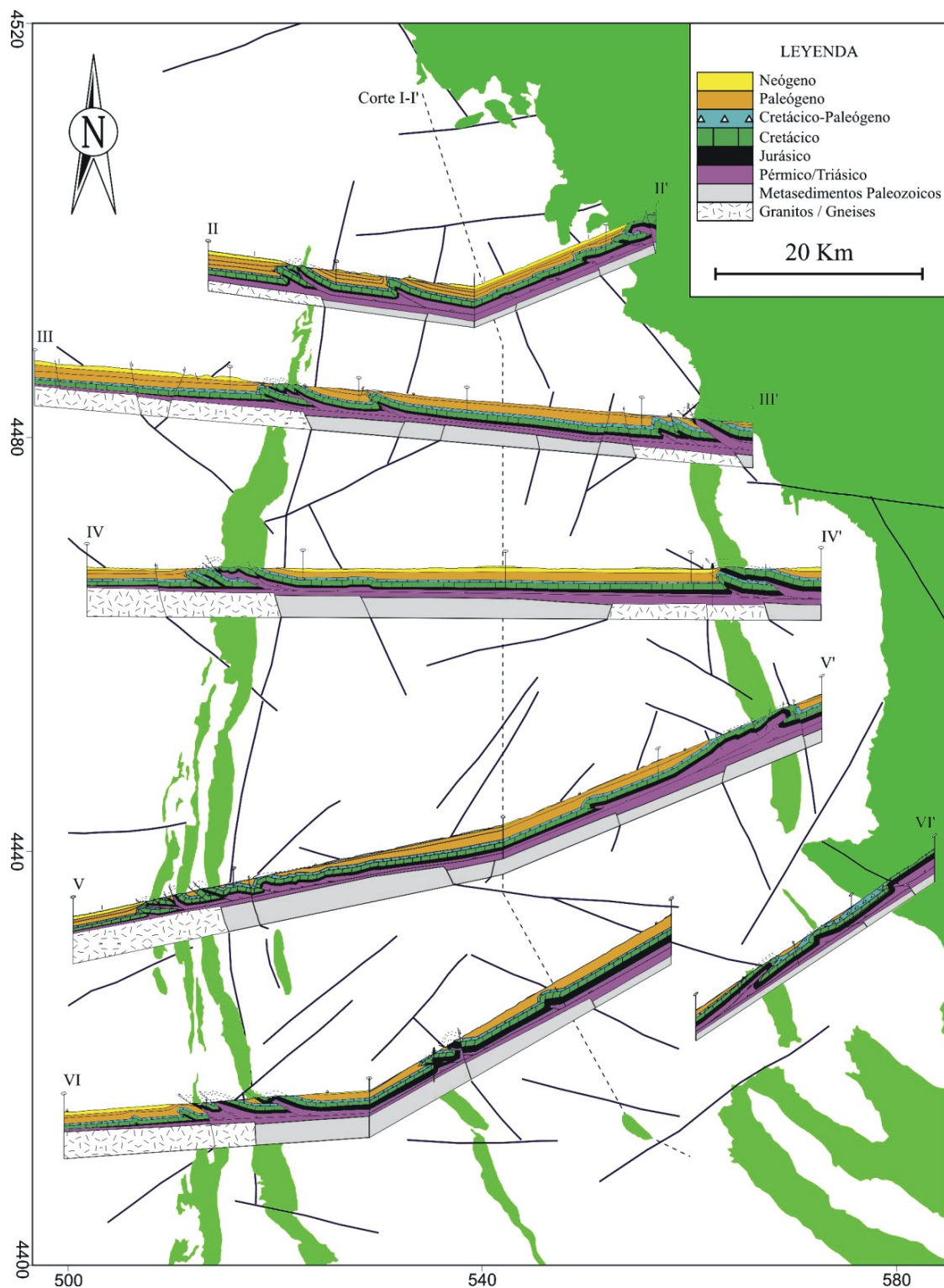


Figura 7.18 B

A) Corte de la Rama Castellano-valenciana y B) Cortes seriados de las Sierras de Altomira y Bascaña

Recorriendo la unidad longitudinalmente, y aproximadamente en posición axial, se encuentra un conjunto de fallas, cabalgamientos y pliegues orientados NO-SE con vergencia tanto hacia el NE como al SO, que se extiende desde el Alto Tajo hasta Chelva; la mayoría de estas estructuras afectan también al zócalo hercínico (Viallard, 1989). Rodríguez Pascua et al. (1994) deducen que

al menos parte de estas fallas experimentaron un componente direccional dextroso durante la contracción terciaria. Así, La Falla del Alto Tajo es un desgarre dextroso muy rectilíneo de dirección NO-SE que desarrolla potentes brechas de falla de hasta 350 m de potencia (Rodríguez Pascua, 1993), cuya estructura aparece bien expuesta hasta la cuenca de Zahorejas, dado que Río Tajo se encaja en ella. Esta cuenca se construye a favor de un escalón positivo de polaridad S (Rodríguez Pascua y De Vicente 1998). Hacia el SE, la zona de deformación asociada a la falla del Alto Tajo se ensancha hasta enlazar con el sistema de fallas de Tragacete-Zafrilla (IGME, 1985). En todo su recorrido, son característicos los pliegues en caja, formados por dos pliegues sinclinales o anticlinales de polaridades contrarias, con un flanco subhorizontal y otro subvertical. Este tipo de estructuras suelen tener un gran recorrido, siendo los sinclinales, generalmente, más estrechos que los anticlinales, que han sido interpretadas como estructuras en flor positiva. Aparecen también evidencias de rejuegos posteriores de tipo normal.

En la mitad SO de la unidad, incluyendo el área con las estructuras acabadas de mencionar, predominan los afloramientos de materiales del Cretácico superior –los materiales pretectónicos más recientes– a unas cotas entre 1400 y 1600 m, lo que muestra el bajo nivel de erosión que ha experimentado este sector de la cadena, a pesar de la altura que ha alcanzado. Los desniveles topográficos más acusados se producen por el encajamiento de la red fluvial. El límite con la Cuenca de Loranca o la Cuenca del Madrid (estructuras de la Sierra de Bascuñana y de la Serranía de Cuenca) coincide con el final del área de la Cadena Ibérica en la que el zócalo está involucrado en la deformación (figs. 7.14, corte 7), al O y el SO de este límite, las estructuras afectan exclusivamente la cobertera mesozoica y terciaria a partir del Keuper. En superficie viene marcado por un gran anticlinal o monoclinal, vergente hacia el O y el SO, que localmente en superficie es cabalgante, aunque en profundidad debe de corresponder siempre a un cabalgamiento (con un salto vertical de más de 1400 m en la Sierra de Bascuñana, Muñoz Martín y de Vicente, 1998, fig. 7.14, corte 7). Al S de Cuenca y hacia el E hasta llegar a las fosas costeras, el área al SO de dicho límite está afectada por numerosos pliegues de pequeña longitud de onda y algún cabalgamiento NO-SE que desaparecen hacia el NO y el N, de manera que no se continúan hacia el interior de la Cuenca de Loranca. Hacia el NO Presenta una estructura general de rampa monoclinal con un buzamiento muy suave hacia el SO. En su parte central aparecen una serie de pequeñas cuencas cenozoicas alineadas E-O, siendo la de Zahorejas la más oriental.

En el Sector de enlace con el Sistema Central (IGME, 1982), entre el extremo NO de la este sector de la Cadena y el anticlinal de Sigüenza, predominan claramente los pliegues NE-SO, de dirección similar a los cabalgamientos del Sistema Central. Los anticlinales de Atienza, Riba de Santiuste y Sigüenza forman un tren escalonado cuyo salto vertical aumenta hacia el NO, aunque todos tienen polaridad SE. Constituyen una zona tranpresiva dextrosa entre las fallas de Somolinos y la prolongación NO de la de Torremocha del Pinar (De Vicente, 1988) con implicación del basamento.

El acortamiento experimentado por la Rama Castellano-valenciana, en la dirección NE-SO, es de 10 km en el corte 10 y de 11,5 km (19 km considerando hasta la Sierra de Altomira) en los cortes 7 y 8 (fig. 7.14).

En la Rama Castellano-valenciana se llega a alcanzar la cota de 2020 m en la Sierra de Javalambre (en materiales del Jurásico inferior), 1920 m en la Sierra del Tremedal (en materiales del zócalo hercínico) y la mayor parte se encuentra por encima de 1200 m. En la mitad sudoeste de la unidad, predominan los afloramientos de materiales del Cretácico superior, los materiales pretectónicos más recientes, a unas cotas entre 1400 y 1800 m (1830 en la Muela de San Juan, al O de Albarracín), lo que muestra el bajo nivel de erosión que ha experimentado este sector de la cadena, a pesar de la altura que ha alcanzado. Hacia el SE, en las áreas costeras, la erosión es mayor, debido al encajamiento de la red fluvial que desemboca en el Mediterráneo.

7.3.7 La Sierras de Altomira y Bascuñana. La Cuenca de Loranca.

A. Muñoz Martín, G. De Vicente y J. Guimerà

Son dos conjuntos de alineaciones de afloramientos mesozoicos de dirección media N-S y relieves moderados (altura máxima de 1180 m. en Altomira y 1388 m. en la de Bascuñana) que se sitúan en el borde oriental de la Cuenca de Madrid y que constituyen el límite SO de la Cadena Ibérica ([fig. 7.10](#) y [fig.7.17](#)). La Sierra de Altomira se extiende a lo largo de más de 100 km con una dirección N-S a NNO-SSE en la parte meridional, desde Durón (Guadalajara) hasta la línea Quintanar de la Orden-Belmonte-San Clemente ([Álvaro y Capote, 1973](#)). Su límite occidental con la Cuenca terciaria de Madrid es un cabalgamiento con un salto vertical de más de 1500 m respecto a la cobertera mesozoica indeformada ([Querol, 1989](#)). Por el E, la Sierra de Altomira limita con la Cuenca terciaria de Loranca, cuyos sedimentos paleógenos y neógenos se encuentran adosados mediante discordancias angulares y/o progresivas a los materiales mesozoicos de su flanco oriental. Esta cuenca es a su vez cabalgada en el E por la Sierra de Bascuñana, que consiste en un anticlinorio de unos 50 km de longitud, en el que afloran materiales jurásicos y cretácicos, de dirección NNE-SSO, que se extiende desde el NE de Priego hasta el N de Cuenca. Tiene un salto vertical de más de 1400 m (sondeo de Torralba, [Querol, 1989](#)). La Sierra de Bascuñana limita hacia el E con los sedimentos terciarios de la cuenca de Mariana.

En ambas sierras la cobertera mesozoico-paleógena se caracteriza por presentar una deformación de tipo compresivo, con pliegues y cabalgamientos de direcciones principales N-S a NO-SE. Esta deformación no se encuentra uniformemente repartida, sino que se distinguen unos cinturones, donde se encuentra muy concentrada, de otras zonas con nula o muy baja deformación (Cuenca de Madrid y mitad septentrional de la Cuenca de Loranca). Tanto la Sierra de Altomira como la de Bascuñana consisten, básicamente, en sistemas imbricados de cabalgamientos de “piel fina”, aunque como se mencionó en el apartado anterior, el extremo occidental de la Sierra de Bascuñana llega a implicarse el basamento. Las secuencias de propagación son hacia el antepaís relativo situado al O. En ellos, por regla general, las fallas más antiguas se encuentran afectadas por los nuevos cabalgamientos que avanzan hacia el antepaís relativo indeformado (Cuenca de Madrid). Todos los cabalgamientos se propagan desde niveles de despegue que se enraízan en las facies plásticas del Triásico superior (Keuper), desde donde ascienden en la serie estratigráfica hacia el O, generando pliegues de flexión de falla en los cambios de buzamiento de las superficies de cabalgamiento y pliegues de propagación en su flanco delantero. No obstante, también se desarrollan rellanos superiores a favor de zonas de contraste de competencias o niveles estratigráficos poco competentes (Fm. Villalba de la Sierra, del tránsito Cretácico - Paleógeno).

La mayor parte de las estructuras longitudinales compresivas se encuentran segmentadas lateralmente por una serie de zonas de deformación compleja relativamente estrechas, que se caracterizan por presentar pliegues oblicuos a la dirección general de las estructuras y vergencias variables, así como fallas en dirección. Estas zonas de deformación compleja constituyen las zonas de transferencia que sirven de enlace a sectores de los cinturones de pliegues y cabalgamientos con características estructurales y grados de acortamiento diferentes.

En la mayor parte del borde oriental de la cuenca del Tajo la geometría del techo del basamento se caracteriza por una geometría bastante plana, y sólo está modificada por una serie de fallas normales, anteriores a la deformación compresiva terciaria, que controlan los cambios en los espesores de los materiales triásicos. Estas fallas presentan orientaciones variadas y, al contrario de lo que sucede en la Cordillera Ibérica, no son dominantes las de dirección NO-SE. Así se han distinguido tres zonas en función de las litologías, así como de la geometría y del grado de fracturación que presenta su techo: bloques de la cuenca de Madrid, de Valdeolivas y de Cuenca ([Muñoz Martín, 1997](#)). Los dos primeros se encuentran limitados entre sí por la falla de Sacedón, mientras que el límite entre estos dos bloques y el de Cuenca lo constituye la zona de falla de

Tarancón. Las fallas del basamento controlan la variación de los espesores de los materiales triásicos y jurásicos. En cuanto a las relaciones entre las estructuras de la cobertera y del basamento, los mapas de isobatas y los cortes geológicos equilibrados (Muñoz Martín y De Vicente, 1998) muestran un desacoplamiento generalizado a favor de las facies plásticas del Triásico superior (Keuper), excepto en el borde de la Cordillera Ibérica.

La falla de Sacedón (en el basamento) es subparalela a la Sierra de Altomira, lo que sugiere la idea de que la presencia de este escalón, puede haber controlado la nucleación de los cabalgamientos en la cobertera. Esta nucleación, sin embargo, no está acompañada de un proceso de inversión tectónica del basamento bajo la Sierra de Altomira, hecho que sí debe haberse producido en el límite N de la Cuenca de Loranca (falla de Huertapelayo), así como en el borde de la Cordillera Ibérica, tal y como muestran los modelos gravimétricos (Perucha et al., 1995; Muñoz Martín y De Vicente, 1998).

El acortamiento calculado para la cobertera mesozoico-paleógena, asociado a las estructuras compresivas (fig. 7.18b), oscila entre los 7,3 y los 16,0 km. El valor de acortamiento es máximo en los sectores centrales de la Sierra de Altomira y de Bascuñana, donde los cabalgamientos y los pliegues tienen una orientación bien definida N-S. Desde estos sectores centrales, el acortamiento disminuye de un modo desigual hacia ambos extremos: hacia el N esta disminución es drástica y se relaciona con un amortiguamiento de la deformación, llegando a desaparecer las estructuras compresivas N-S a la altura de Trillo. Hacia el S la disminución del acortamiento es mucho más suave y se relaciona con un cambio en la orientación de los pliegues y cabalgamientos, que pasan a tener una dirección NO-SE, similares a los de la Rama Castellano-Valenciana, y a estar menos apretadas. Estas estructuras NO-SE, a pesar de ser más numerosas que las N-S, implican un menor grado de acortamiento.

En un contexto más regional, el acortamiento N-S (pirenaico), resulta en el emplazamiento hacia el O de la Sierra de Altomira durante el Mioceno inferior). Este evento coincide con unas condiciones constrictivas de la deformación, bien por el inicio de la actividad en el borde S peninsular (Muñoz Martín y De Vicente, 1998), bien por un mayor acoplamiento entre el orógeno pirenaico-cantábrico y su antepaís (Ziegler et al. 1998), contexto en el que las deflexiones de los campos de esfuerzos son muy habituales (Ziegler y Roure, 1996). La posición somera que adopta la deformación en estas sierras, así como su posición adelantada respecto a la Cordillera Ibérica, parecen indicar que la Sierra de Altomira constituyó el cabalgamiento más frontal del antepaís pirenaico, indicando el final de la estructuración del antepaís ibérico asociada al borde N.

La evolución tectónica posterior (compresión NO-SE) se registra básicamente a nivel microestructural y en algunos pliegues de poco recorrido, asociados a desgarres que afectan hasta el Mioceno superior (formación caliza del Páramo) en las proximidades de Trillo. Aparecen también una serie de suaves flexiones NE-SO que se aprecian en el relieve y en la distribución de la red hidrológica cuaternaria (Muñoz Martín et al. 2003). Cabe también señalar la abundancia de estructuras de paleosismicidad en las terrazas cuaternarias del Río Tajo, entre Trillo y el embalse de Entrepeñas (Giner, 1996).

7.3.8 Estructura general contractiva de la Cadena Ibérica

J. Guimerà

La descripción de las diversas unidades de la Cadena Ibérica que acaba de exponerse, muestra las relaciones que hay entre ellas, relaciones que a veces son de pura continuidad, como, por ejemplo, en el caso de la Rama Aragonesa con la Unidad de Cameros y la Cuenca de Almazán. En el presente apartado se pondrá especial énfasis en estas relaciones y en su significado en la estructura general de la Cadena Ibérica.

La mayor parte del edificio orogénico de la Cadena Ibérica involucra la cobertera mesozoica y cenozoica y el zócalo hercínico; solamente las unidades externas más meridionales (la Sierra de Altomira, la Cuenca de Loranca y una franja en el borde sur de la Rama Castellano-valenciana) involucran exclusivamente la cobertera. Cual es el grosor de la corteza incluido en el edificio orogénico es una cuestión controvertida y no resuelta, tanto se ha supuesto que solamente la corteza superior forma parte de las láminas de cabalgamiento ibéricas (Banks y Warburton, 1991, Guimerà y Álvaro, 1990, Guimerà et al., 1995, Salas et al., 2001, Guimerà et al., 2004) como que éstas incluyen la totalidad de la corteza (Salas y Casas, 1993, Roca, xxx, Casas-Sainz et al., 2000). La dimensión kilométrica de los anticlinales de núcleo hercínico de las Ramas Aragonesa y Castellano-valenciana implica un nivel de despegue en el interior de la corteza, pero esto no excluye que el cabalgamiento basal –o los cabalgamientos– de la Cadena Ibérica acabe llegando al Moho.

La megaestructura de la Cadena Ibérica muestra, en mapa, dos partes diferenciadas que se imbrican. La parte más oriental presenta una estructura en dos grandes anticlinorios –a veces más bien *push-ups*– separados por el sinclinorio de Almazán; el anticlinorio septentrional, que incluye la Unidad de Cameros y la Rama Aragonesa, se desdibuja hacia el SE; el anticlinorio meridional incluye la Rama Castellano-valenciana y su enlace con el Sistema Central; el sinclinorio de Almazán se extiende desde la depresión de Teruel, al SE, hasta la Cuenca de Almazán, al NO, donde es cabalgado por las estructuras del N de la Rama Castellana y su enlace con el Sistema Central. Estas megaestructuras no existen al E de la depresión de Teruel, donde las estructuras de la Cadena Costera Catalana se continúan en la Zona de Enlace y cortan las estructuras de la Rama Aragonesa; además, hay un paralelismo entre las estructuras del SO de la Zona de Enlace y las de la Rama Castellano-valenciana.

Los límites de la Cadena Ibérica con sus cuencas de antepaís son siempre cabalgantes. El Cabalgamiento de Cameros (o Nordibérico) es el que tiene un desplazamiento mejor establecido, con una flecha horizontal de 25 a 30 km y un salto vertical de más de 4 km en la parte frontal de la Unidad de Cameros. Este cabalgamiento se amortigua en la Rama Aragonesa hacia el sudeste, desapareciendo, posiblemente, al E de Puigmoreno. Hacia el O, más allá de La Demanda, aunque pueda reducirse fuertemente su salto, el Cabalgamiento de Cameros debe separar el área de materiales deformados, bajo los sedimentos postectónicos, de la parte oriental de la Cuenca del Duero, tal como muestran los datos de subsuelo (ITGE, 1990, documento PL-123); puede acabar entroncando con el cabalgamiento del borde N del Sistema Central. En la transversal de la Unidad de Cameros, donde el Cabalgamiento de Cameros tiene la flecha mayor, es donde la Cadena Ibérica es más estrecha y su deformación interna menor; a medida que la flecha del cabalgamiento disminuye hacia el sudeste, aumenta la anchura de la cadena, principalmente por el aumento de la anchura de la Rama Castellano-valenciana, al tiempo que aumenta la deformación interna, y aparece la Zona de Enlace; podría haber una compensación del acortamiento entre ambas zonas. El acortamiento de la cadena en la transversal que determinan los cortes 9 y 10 (fig. 7.14) es de 66 km (Guimerà et al., 2004); en la transversal de Teruel, a partir de un perfil cortical de gravedad de Salas y Casas (1993), Guimerà et al. (1996) y Salas et al. (2001) realizaron un balance cortical, por comparación del perfil con su restitución a finales del Mesozoico, con el que estimaron un acortamiento de $75 \text{ km} \pm 12 \text{ km}$ para el acortamiento terciario de la Cadena Ibérica.

Como consecuencia de la contracción terciaria de la Cadena Ibérica, se produjo un engrosamiento cortical que está claramente expresado en las anomalías de la gravedad en la cadena. Los mapas de anomalías de Bouguer (Salas y Casas, 1993; Mezcuá y Benarroch, 1966) muestran valores negativos la anomalía de la gravedad en toda la cadena, con un mínimo de -110 MGal centrado en la Rama Castellana, al O de Teruel. Salas y Casas (1993), realizaron dos perfiles corticales de gravedad en los cuales estiman un grosor máximo de la corteza de 43 km en el mínimo gravimétrico de la Rama Castellana y de 40 km bajo las Ramas Aragonesa y Castellano-

valenciana en la transversal de los cortes 9 y 10 (fig. 7.14); el grosor de la corteza disminuye hacia las cuencas del Ebro y del Tajo, donde alcanza unos valores de 32 a 33 km.

Como se ha visto en los apartados anteriores, la erosión del edificio orogénico contractivo de la Cadena Ibérica ha sido pequeña; en amplias zonas se conservan los materiales del Cretácico superior en cotas elevadas (superando los 1800 m en la Zona de Enlace y, aunque localmente, también en la Rama Castellano-valenciana) y los afloramientos de rocas del zócalo hercínico se localizan en el núcleo de los anticlinales de escala kilométrica, lo cual indica que los afloramientos de materiales del zócalo son el resultado de la erosión de estructuras locales. Las áreas que han experimentado una erosión mayor son la Unidad de Cameros y la Rama Aragonesa (que constituyen el anticlinorio septentrional mencionado). Dicha mayor erosión parece ser consecuencia del levantamiento de la lámina cabalgante que forman esas unidades como resultado de su ascensión sobre la rampa del bloque inferior del Cabalgamiento de Cameros (cortes 9, 11 y 13 de la Fig. 7.14), como lo indica el hecho que los materiales miocenos inferiores de la cuenca de Calatayud, afectados por cabalgamientos, descansan sobre materiales del zócalo hercínico. Como se ha explicado en el apartado 7.3.2, el relieve de la Zona de Enlace alcanzó unas cotas similares a las actuales hacia el final de la contracción terciaria; vistas las similitudes de relieve y materiales conservados entre esta unidad y la mayor parte de la Rama Castellano-valenciana, y teniendo en cuenta que la erosión de la Unidad de Cameros y la Rama Aragonesa se produjo también durante la contracción terciaria, el relieve general de la Cadena Ibérica debió de alcanzarse hacia finales de esta deformación. La preservación de este relieve, alcanzado en el Mioceno, es consistente con la preservación del engrosamiento cortical alcanzado en la misma época, y ambos son resultado de la contracción terciaria.

7.3.9 El Surco de Valencia

R. Vegas y G. de Vicente

El Surco de Valencia forma parte de las cuencas neógenas del Mediterráneo Occidental formadas tras la etapa orogénica que dio lugar a las cadenas de los Pirineos y los Alpes. En cierto modo representa una propagación hacia el O de la Cuenca Liguro-Provenzal, en la que se inició el proceso de *rifting*. Este proceso representa la fragmentación del antepaís pirenaico-alpino al S del Arco de los Alpes, fundamentalmente al E de la Placa Ibérica (Bloque Corso-Sardo) y otros terrenos intermedios entre Europa y África (Alborán, Cabilias, Calabria). En contraposición, su origen se había relacionado tradicionalmente con la propagación hacia el S del *rift* del Rin-Ródano, que claramente pertenece a la deformación de la plataforma europea.

Las estructuras extensivas de este proceso de *rifting*, iniciado en el Oligoceno superior-Mioceno inferior, se conservan en su margen occidental y se corresponden con la continuación de las estructuras extensionales superpuestas a la compresión paleógena en el extremo oriental de los Pirineos, en la Cadena Costera Catalana y en el extremo SE de la Cordillera Ibérica, el *Óvalo de Valencia* (Vegas et al. 1988). Estas estructuras corresponden a *grabens* estrechos longitudinales de dirección NE-SO y a fosas transversales, subordinadas, de dirección NNO-SSE (Medialdea et al, 2000) (fig.7.19a).

Por el contrario, el margen oriental del Surco de Valencia muestra un proceso de inversión tectónica. Las estructuras del proceso de *rifting* se convierten en un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NO en el que se implican el basamento y una cobertera que llega hasta el Mioceno medio (Fontboté et al. 1990). Esta disimetría entre ambos márgenes indica que el acortamiento bético, causado por la extrusión de la *microplaca* de Alborán, sólo afectó de manera substancial al margen oriental (Vegas 1990).

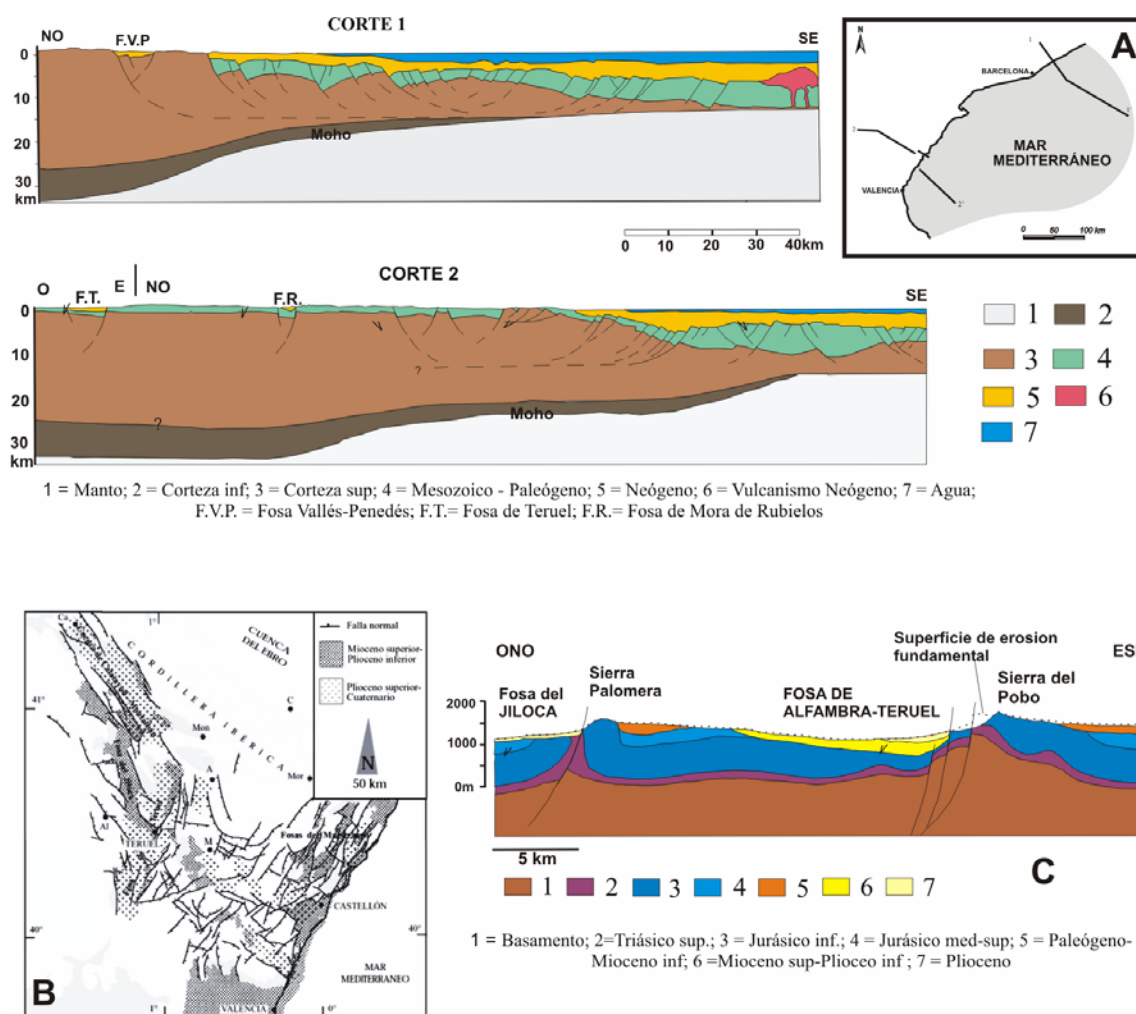


Figura 7.19. A) Esquema estructural de las fosas neógenas del E de la Cadena Ibérica. B) Cortes del Surco de Valencia C) Corte de las fosas neógenas

El proceso de *rifting* creó una corteza de tan sólo 15 km de potencia en el eje central del surco (Torné et al. 1996), adelgazándose hacia el NE, donde la Cuenca Ligur-Provenzal se caracteriza ya por una litosfera de carácter oceánico (Roca, 2001). Este adelgazamiento cortical afecta también a la Cadena Costera Catalana, al E de la Zona de Enlace y al SE de la Rama Castellano-valenciana, llegando a penetrar más de 40-50 kms desde la costa (Dañobeitia et al. 1992).

Los sedimentos cenozoicos tienen una potencia de entre 2 y 3 kms (Oligoceno superior – Cuaternario) situándose discordantes sobre un basamento paleozoico y, localmente, sobre potentes series mesozoicas (cobertera y tegumento) (Clavell y Berástegui, 1991. Roca, 1996). Roca et al. (1999) distinguen dos megasecuencias estratigráficas. La primera, *sin-rift*, llega hasta el Mioceno inferior y aparece restringida a fosas estrechas relacionadas con fallas normales NE-SO (Cuencas de Sant Feliu, Barcelona y Tarragona), constituyendo una pequeña parte del total del relleno sedimentario. La megasecuencia superior (Mioceno medio – Cuaternario) *post-rift*, mucho más potente, llega a enterrar los *horst* no hundidos en la etapa anterior. El proceso de *rifting* produjo inicialmente una fuerte subsidencia tectónica a favor de fallas normales NE-SO, sobre todo en el margen NO del Surco. A partir del Mioceno medio se inicia un proceso de subsidencia térmica, sin deformaciones tectónicas significativas, que continúa hoy en día.

En el contexto de la deformación intraplaca del Antepaís Ibérico, la extensión que da lugar al Surco de Valencia ha de contemplarse como una respuesta a la convergencia África-Eurasia, justo al final de la colisión paleógena Pirineos-Alpes. Esta respuesta supone la ruptura del E de la Placa

Ibérica y los escapes de Alborán y Córcega-Cerdeña en sentido centrífugo, materializándose así parte del acortamiento asumido entre África y Eurasia al S de los orógenos pirenaico y alpino.

7.3.10 La tectónica extensional neógena-cuaternaria en la Cordillera Ibérica.

J.L. Simón Gómez

La tectónica de la Cadena Ibérica posterior al Mioceno inferior está vinculada a la de todo el margen oriental de Iberia. Se caracteriza por la aparición de una importante red de fallas extensionales, en su mayoría posteriores al Mioceno medio y superpuestas a las estructuras compresivas dominantes, generalmente con direcciones oblicuas a las de éstas. Dicha tectónica extensional es consecuencia del mismo proceso de *rifting* que originó el Surco de Valencia (Alvaro et al., 1979; Simón, 1982). Durante el Oligoceno y Mioceno este *rifting* fue propagándose de N a S (Vegas et al., 1978). Así, la Cadena Ibérica fue afectada por él después que otras regiones más septentrionales del orógeno alpino, como el Languedoc (Oligoceno medio-superior; Mattauer, 1973) o la Cadena Costera Catalana (Mioceno inferior; Cabrera, 1981).

La extensión fue asimismo avanzando desde las partes internas del Surco de Valencia hacia el interior de la Península, tal como queda registrado en los sedimentos que rellenan las cuencas marinas y continentales creadas por ella (fig. 7.19b). Unas y otras están controladas por fallas normales de direcciones dominantes NNE-SSO y NO-SE, que en gran medida representan la herencia de estructuras compresivas activas en las épocas anteriores, y que sufrieron inversión negativa o nuclearon estructuras extensionales durante el Neógeno y Cuaternario.

En todo este proceso cabe distinguir tres etapas, cada una de las cuales tiene un grado distinto de incidencia sobre la región y matices diferentes en cuanto a régimen de esfuerzos y estilo de deformación.

Mioceno inferior. En esta época se inicia el relleno del surco marino. La deformación se extiende asimismo a la franja litoral y prelitoral, donde se forma el sistema de fosas del Maestrazgo oriental (Simón, 1982; Anadón y Moissenet, 1996), que con dirección NNE-SSO se extiende paralelo al litoral de Castellón hasta unos 35 km tierra adentro (fig. 7.19b). El registro sedimentario bajo la plataforma indica que este primer episodio de *rift* se interrumpió hacia el Mioceno medio (Álvarez & Meléndez 1994).

Mioceno superior. En esta etapa se desarrolla y comienza a rellenarse en toda su extensión la Fosa de Teruel (Simón y Paricio, 1988; Garcés et al., 1997; Alcalá et al., 2000; Alonso y Calvo, 2000), aunque una pequeña cubeta subsidente, ya existía desde antes en su extremo meridional. Se trata de un gran semifosa, cuyo borde activo es el oriental, que se extiende en dirección NNE-SSO a lo largo de más de 100 km. Probablemente las fosas del Maestrazgo se reactivan también en esta época, aunque los datos cronológicos al respecto no son muy precisos. Como caso particular hay que mencionar asimismo la Cuenca de Calatayud, de orientación NO-SE (longitudinal respecto a las principales estructuras compresivas de la cadena). Esta cuenca se originó probablemente hacia el tránsito Oligoceno-Mioceno bajo un régimen compresivo (su borde SO es cabalgante en la zona de Daroca: Colomer y Santanach, 1988) y sufre reactivación extensional a partir del Mioceno superior (Gracia et al. 1989).

El régimen tectónico dominante en estas dos primeras etapas es una extensión neta ONE-ESE, perpendicular al eje del Surco de Valencia. Este campo de esfuerzos queda caracterizado por el estilo de las macroestructuras y por los resultados del análisis de paleo esfuerzos a partir de poblaciones de microfallas, y a él se llega por evolución gradual desde una compresión tardía NNO-SSE a NNE-SSO (Simón 1982, 1986; Guimerà 1988). Bajo tal régimen tectónico, la deformación miocena es acomodada principalmente por las fallas NNE-SSO que limitan el surco marino y, tierra adentro, por aquéllas que conforman las fosas del Maestrazgo y Teruel. Los

perfiles sísmicos, y los cortes estructurales profundos realizados a partir de los mismos en ciertas zonas del margen mediterráneo, sugieren que tales fallas tienen geometría listrica y despegues en un nivel intracortical a unos 10-15 km de profundidad (Roca y Guimerà, 1992). Los desplazamientos en las fallas más importantes durante esta etapa son de orden hectométrico (300-350 m en la falla oriental de la Fosa de Teruel; fig. 7.19c; Simón, 2001).

Plioceno superior-Cuaternario. En esta etapa se produce el hundimiento generalizado del *graben* del Jiloca (Simón, 1989), el más interior de todos los mencionados, lo que supone un avance en la propagación tierra adentro de la deformación extensional. Su registro sedimentario (por lo demás, mucho menos potente que el de las otras cuencas) sugiere, no obstante, la existencia de una pequeña cubeta anterior que ocuparía su sector central y podría atribuirse quizá al Mioceno superior o Plioceno inferior (Rubio, 2003). El graben del Jiloca tiene una dirección NNO-SSE, aunque sus límites están determinados por fallas NO-SE dispuestas en relevo. No sigue, por tanto, la dirección dominante de las fosas anteriores, sino otra que indicaría la existencia de trayectorias regionales de la máxima extensión más próximas a ENE-OSO. Las fallas con mayor salto, al igual que ocurre en la fosa de Teruel, son las que van relevándose en borde su oriental: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (ver figs. 7.19b y 7.19c).

En realidad, en esta misma época se reactivan fallas de direcciones muy variadas. Lo hacen casi todos los bordes de las fosas neógenas, deformando intensamente los depósitos continentales que constituyen su relleno. Lo hace asimismo toda una red de fallas fuera de dichas cuencas, cuyo movimiento puede ser detectado por las desnivelaciones que producen en las superficies de erosión desarrolladas en toda la región a finales del Neógeno. La evolución de éstas es compleja, y puede resolverse en la formación de varios niveles de erosión encajados o de una única superficie polifásica y poligénica, dependiendo de la actividad tectónica de cada área (Gracia et al. 1988). No obstante, puede identificarse una superficie más extensa que las demás, la denominada *superficie de erosión fundamental* (Solé Sabarís 1978; Peña et al. 1984). Esta culmina su elaboración entre el final del Mioceno y el comienzo del Plioceno superior, según los sectores (Simón 1982; Gracia et al. 1988), en un periodo de calma tectónica relativa que separa las etapas extensionales segunda y tercera. Por consiguiente, aun manteniendo siempre las reservas lógicas que comporta el uso de un marcador no absolutamente unívoco y plano (problemas de identificación, paleotopografía no perfectamente definida, posibles desdoblamientos...), esta superficie constituye una referencia útil para caracterizar geoméricamente las deformaciones de edad pliocena superior y cuaternaria.

Así se pone de manifiesto, tanto la red de fallas que se activa en esta época, como algunas estructuras en domos de grandes dimensiones (macizos de Gúdar y Javalambre) (fig. 7.19b).

Este estilo de macroestructuras es coherente con el tipo de campo de esfuerzos que se ha reconstruido para esta última etapa a partir de poblaciones de microfallas, y que es inequívocamente un campo de extensión próximo a radial (Simón, 1982, 1989; Arlegui y Simón, 1998; Cortés, 1999; Liesa, 2000). No obstante, el patrón regional de esfuerzos dibuja un campo complejo, inhomogéneo en el espacio y en el tiempo, que parece ser resultado de la superposición de varios mecanismos tectónicos heredados en parte de etapas anteriores (Simón, 1989, 1990):

(a) Compresión N-S causada por la convergencia entre Europa, Iberia y África.

(b) Extensión relacionada con el *rifting* del margen oriental de Iberia, en un régimen que, a finales del Neógeno, se hace más "radial" y sugiere, por tanto, la participación de una cierta componente de abombamiento (*doming*) cortical (Simón, 1982). Este es el mecanismo dominante que determina los rasgos principales del campo regional de esfuerzos. En él las trayectorias de máxima extensión pierden definición respecto a las del campo mioceno, y son frecuentes los intercambios de ejes de esfuerzos y las perturbaciones locales provocadas por fallas, a todas las escalas. No obstante, debido a la superposición de la componente compresiva del campo, tiende a mantenerse una dirección de mínima extensión horizontal en torno a N-S y NO-SE (Herraiz et al., 2000).

La Cuenca del Ebro fue también afectada durante el Neógeno por este mismo campo compresivo-extensional. A consecuencia de él se formaron, a escala cartográfica, densos campos de fallas

normales conjugadas de direcciones N-S (área de las Bardenas; [Gracia y Simón, 1986](#); [Arlegui y Simón, 1997](#)) y ONO-ESE (Monegros; [Arlegui et al., 1994](#); [Arlegui y Simón, 2001](#)), aunque todas ellas con desplazamientos muy pequeños (métricos o, a lo sumo, decamétricos). A escala de afloramiento, el rasgo más significativo son las familias constantes y sistemáticas de diaclasas que se siguen por todo el sector central de la cuenca, con las mismas direcciones preferentes que las fallas ([Hancock, 1991](#); [Arlegui, 1996](#); [Arlegui y Simón, 2001](#)).

El mismo régimen tectónico se mantiene durante todo el Cuaternario, produciendo la reactivación de fallas normales en prácticamente todos los márgenes de las fosas neógenas de la Cadena Ibérica y, de forma más localizada, en algunas áreas de la Cuenca del Ebro. Las fallas NNE-SSO experimentan juegos de orden deca- a hectométrico, tanto en Teruel (falla de Aldehuela), como en el Maestrazgo (fallas de Torreblanca, Torre d'en Domènech, Los Rosildos), principalmente durante el Pleistoceno inferior ([Simón, 1982, 1983](#); [Simón et al., 1983](#); [Cortés, 1999](#)). Fallas NO-SE del borde oriental del Jiloca y áreas próximas también muestran desplazamientos decamétricos. Son bien conocidos los casos de Rubielos de la Cérda ([Capote et al., 1981](#)) y Concud ([Simón y Soriano, 1993](#)), donde las fallas afectan a depósitos del Pleistoceno medio y superior. Esta extensión se detecta también en sectores más occidentales, como en el sistema de fallas del Alto Tajo, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica ([Rodríguez Páscua, 1998](#)).

El campo extensional neógeno-cuaternario continúa activo en la actualidad, como demuestran los tensores de esfuerzos inferidos de conjuntos de mecanismos focales ([CSN 1998](#), [Herraiz et al., 2000](#), [Stich et al. 2003](#)) que se asocian a fallas normales y alineaciones epicentrales NO-SE e indican una extensión NE-SO similar a la detectada durante el Cuaternario en la Fosa del Jiloca.

7.4 Cadenas sin cobertera

Coordinador: R. Vegas

Constituyen las elevaciones del basamento varisco en el interior de la Meseta y en cierto modo en sus bordes si se considera la parte hercínica de los Montes Cantábricos. Históricamente estas estructuras han recibido mayor atención por parte de investigadores en Geomorfología, presentando un menor interés para los dedicados a la Geología Estructural. En principio fueron considerados como *horsts* gigantescos que habían permanecido elevados a lo largo de toda su historia, como restos de orogenias antiguas. Por contraposición, las grandes Cuencas del Duero y del Tajo representaban un hundimiento paulatino durante el Terciario. En este esquema de tectónica vertical no se establecía ninguna relación con las orogenias alpinas marginales de la Península Ibérica. No obstante, algunos investigadores ya intentaron relacionar estos relieves con las cordilleras alpinas ([Argand, 1922](#), [Staub, 1926](#)) y se daba el hecho de que, paradójicamente, se habían descrito fallas inversas en el contacto entre las cuencas y las elevaciones del basamento ([Biroty Solé Sabarís, 1954](#)). Esta imagen de *horsts* estrechos y *grabens* amplios para el interior de la Meseta ha perdurado mucho tiempo, hasta la acepción del concepto de Placa Ibérica y de un esquema coherente para su deformación *intraplaca* ([Vegas y Banda, 1982](#)).

7.4.1 Rasgos generales, subdivisiones, relación con Pirineos y Béticas.

R. Vegas

Las cadenas sin cobertera representan, en sentido amplio, la acomodación de la deformación compresiva en zonas del Macizo Hespérico donde no ha existido un adelgazamiento previo, mesozoico, de la corteza. Este hecho implica que no es posible recurrir a un mecanismo generalizado de *inversión* para explicar su localización, aunque algunas de las estructuras que las componen se corresponden con la reactivación de fracturas antiguas en forma de *cabalgamientos alpinos*. Por su orientación y estilo estas cadenas intraplaca forman tres conjuntos:

a) *elevaciones de basamento* relativamente anchas y sensiblemente paralelas, de dirección N70E a E-O, que se extienden entre las zonas de deformación alpina de la cobertera mesozoica (Cordillera Ibérica, Prebético del Arco de Alcaraz) y la margen continental atlántica. Estas elevaciones corresponden, de N a S, al Sistema Central, a los Montes de Toledo (y su continuación en los relieves menores de las sierras de Guadalupe-Montánchez y San Mamede) y a la Sierra Morena.

b) *alineaciones de sierras estrechas*, de dirección N10E y N40E, que se disponen a lo largo de corredores de fallas de gran recorrido y de escala peninsular. Las alineaciones de sierras corresponden a fallas inversas que se pueden adscribir a *flores positivas* formadas en el contexto transpresivo (sinestroso) en el que se sitúan los corredores de fallas (Regua-Verín, Vilariça, Plasencia).

c) *escalones de sierras* (relieves monoclinales) de dirección N70E que se disponen en el norte de Portugal y sur de Galicia como extensión hacia occidente de los relieves masivos de las Montañas Cantábricas (sierras de Quinxo, Arga, Peneda, Gerês).

Estos tres tipos de cadenas intraplaca suponen una respuesta diferente a la acomodación en el interior de la Península Ibérica de la convergencia entre África y Eurasia.

Las elevaciones de basamento aparecen, a primera vista, como deformaciones *en frío* a escala litosférica, en relación con pliegues litosféricos. Se disponen paralelas a las Montañas Cantábricas, que han de considerarse, en sentido amplio, como una *cadena intraplaca* concomitante con la formación de los Pirineos. Su relación con un acortamiento generalizado N-S a NNE-SSO del interior de la placa Ibérica parece evidente. Por su parte las alineaciones de sierras N10E-N40E se deben relacionar con la acomodación de esta misma convergencia en fallas en dirección de carácter sinestroso. Estas fallas están en relación con otros lineamientos conspicuos en todo el Macizo Ibérico, pero únicamente asumen la convergencia de manera significativa, en forma de estructuras transpresivas, en el NO de la Península (fallas de Regua-Verín y Vilariça) y con menor intensidad al sur del Sistema Central (falla de Plasencia). Las sierras escalonadas del N de Portugal-Galicia representan la acomodación intraplaca de una parte de la convergencia amortizada en el *Cabalgamiento S Cantábrico*, continuación occidental del orógeno pirenaico.

En términos de tectónica de placas, la deformación compresiva *alpina* del Macizo Ibérico es consecuencia del acercamiento África-Europa que se prolonga desde el final del Mesozoico hasta la actualidad. Dada la posición intermedia de la Placa Ibérica (con relativa independencia) esta convergencia, de tendencia general N-S, adquiere una trayectoria más complicada en el límite de placas Iberia-Europa ([fig. 7.8d](#)).

El inicio de la acomodación de la deformación en el interior del Macizo Ibérico debió acontecer tras el bloqueo de la convergencia en el borde N de la Placa Ibérica (An 6C) y la propagación hacia el E del Cabalgamiento S Cantábrico. En este contexto tectónico, se debe contemplar la transmisión de *esfuerzos pirenaicos* para crear el acortamiento en las *elevaciones de basamento*. Dentro de este mismo proceso, los *corredores de fallas N10E* representan la zona de transferencia del acortamiento entre el final del Cabalgamiento S Cantábrico y el centro del Macizo. De la misma manera, los *escalones de sierras N70E* acomodan, junto con las fallas dextrosas NNO-SSE, parte de la deformación del bloque de techo del Cabalgamiento S Cantábrico ([fig. 7.20a](#)).

Esta convergencia general N-S se acomoda en un área muy amplia, entre el Anti-Atlas y la margen cantábrica, y perdura hasta el Mioceno medio-superior (An 5C). A partir de ese momento la convergencia África-Eurasia (Iberia) es NNO-SSE a NO-SE y su amortización en el interior del Macizo debe repartirse entre la deformación compresiva de estructuras más favorables (fallas NE-SO, del tipo Villuercas, borde S de los Montes de Toledo) y la reactivación selectiva de estructuras compresivas de la fase convergente anterior (*pop-up* de Gredos). En términos de tectónica de placas, los esfuerzos transmitidos desde el borde S (África-Iberia) durante esta fase de convergencia deben corresponderse con los *esfuerzos béticos*. El pulso de deformación *plioceno* registrado en estas cadenas intraplaca se debe incluir, por tanto, en este patrón de convergencia post-Mioceno-medio.

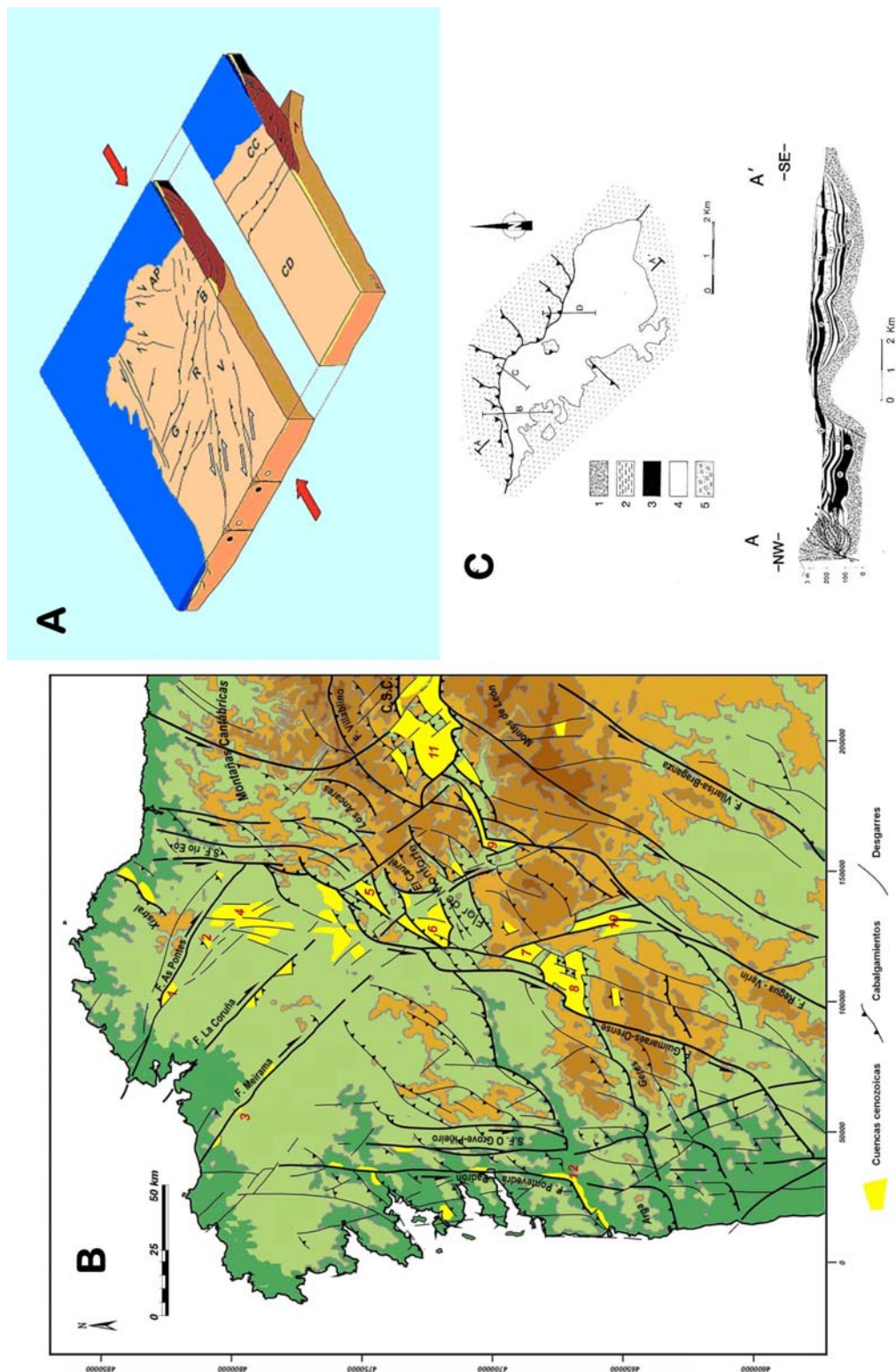


Figura 7.20

A) Esquema estructural del NO peninsular donde se aprecia la relación entre los cabalgamientos del borde S de las Montañas Cantábricas y el sistema de fallas de Vilarisa. B) Esquema tectónico de las principales estructuras tectónicas del NO peninsular. C) Esquema estructural y corte de la cuenca de As pontes

Aunque es posible invocar un mecanismo general para la formación de estas cadenas sin cobertera, queda la incertidumbre de determinar la causa de su localización en el interior del Macizo Ibérico. No obstante, se pueden establecer algunas consideraciones tectónicas que

explican la distribución espacial de los relieves principales en el interior del Macizo Ibérico y, por tanto, una parte importante de los rasgos geomorfológicos a escala peninsular.

Así, la cantidad de acortamiento asumido por la subducción de la corteza de la Cuenca del Duero bajo la de la margen cantábrica — así como por la deformación compresiva del bloque de techo — ha de ser amortizada también al O de la terminación lateral de esta subducción, *infracabalgamiento*, de la corteza. Esto lleva consigo la repartición del acortamiento en varias estructuras más superficiales y la transferencia de una parte de ese acortamiento a las elevaciones de basamento del *Sistema Central Portugués* (sierras de la Estrella y Montejunto) por mediación de los corredores sinestrosos de Vilariça y Regua Verín ([fig. 7.20a y b](#)). Este dispositivo tectónico explica las diferencias morfotectónicas substanciales entre la *Submeseta Norte* y la *Submeseta Sur* en que se divide el Macizo Ibérico desde un punto de vista geomorfológico.

En este sentido, la Submeseta Norte contiene un área extensa con escasa deformación, la Cuenca del Duero, limitada por dos zonas de elevación del basamento, Cordillera Cantábrica y Sistema Central, separadas por 300 km. Las alineaciones de sierras estrechas N10E cierran la Cuenca del Duero por el O y suponen un serio obstáculo al drenaje atlántico, superado por el encajamiento del Duero. Por el contrario, en la Submeseta meridional casi todo el acortamiento es tomado por las elevaciones de basamento N80° (Sistema Central, Montes de Toledo-Villuercas, Sierra Morena) entre las cuales se sitúan las cuencas del Tajo y del Guadiana, abiertas a la margen atlántica — aunque el Guadiana atraviesa la prolongación occidental de Sierra Morena para desembocar en el Golfo de Cádiz.

7.4.2 Cadenas cenozoicas del Noroeste peninsular

N. Heredia, R. Rodríguez, R. Vegas, G. De Vicente, S. Cloetingh, J. Giner y J. M. González Casado

Dentro del conjunto denominado Cadenas cenozoicas del Noroeste peninsular, se incluyen las que constituyen la prolongación occidental de la Cadena Cantabro-Pirenaica, (relieves de los Montes de León y Ancares), así como los relieves determinados por el juego de numerosas fallas en dirección, que condicionan el relieve de bloques elevados y depresiones rellenas de materiales neógenos, característico de Galicia y del N de Portugal ([fig.7.20b](#)).

La terminación suroccidental de la Cadena Cantabro-Pirenaica se estructura en una serie de cadenas alineadas según una dirección predominante N70-80E que se interrumpen de forma brusca a la altura del meridiano que discurre ligeramente al E de la línea Monforte de Lemos-Lugo. Estas cadenas asumen una deformación que, hacia el O, se encuentra muy repartida y que al E del citado meridiano se concentra en el borde S de las alineaciones montañosas de El Caurel (1.647 m) y Los Ancares (1.969 m), donde una serie de cabalgamientos las superponen respectivamente a las cuencas terciarias del Barco de Valedorras y Vega de Espinareda-El Bierzo. Dicha terminación occidental coincide con el sistema de fracturas del río Eo. Estas fallas tienen un trazado aproximado N-S, subparalelo a las directrices hercínicas, y lleva asociadas pequeñas alineaciones montañosas en esa misma dirección que superan por poco los 1.000 m (Sierras de Mirador y Puñaga). Hacia el N, el sistema de fracturas del río Eo se compensa parcialmente en la falla de As Pontes, de dirección NO-SE y juego dextroso, que levanta la sierra de Xistral al N (1.032 m).

Las fallas del Eo y As Pontes suponen un cambio brusco de morfología y relieve en el NO peninsular y condicionan la aparición de una zona de bajo relieve, la Terra Cha.

Al E de Los Ancares, las alineaciones montañosas toman una disposición E-O, ya dentro de las Montañas Cantábricas, y muestran un relieve más enérgico, con varias cumbres por encima de los 2.000 m. Este cambio de dirección coincide con la presencia de una falla de trazado NO-SE, Falla de Ancares, que hacia el N gira a N-S, mostrándose subparalela a la del río Eo ([Heredia et al, 2003](#)). Al E de dicha falla, el frente de deformación cantabro-pirenaico es bastante más amplio y

presenta un mayor número de cabalgamientos. Estos cabalgamientos representan un sistema imbricado con una dirección de transporte mayoritaria hacia el S, con algunos retrocabalgamientos importantes, como la Falla de Villablino, y superponen el borde S de la Cordillera Cantábrica sobre la Cuenca del Bierzo ([fig.7.2a](#)). Este sistema de cabalgamientos se prolongaría hacia el E por el borde S de las Montañas Cantábricas, superponiéndola a la Cuenca del Duero, tal y como ha sido descrito por [Alonso et al. \(1996\)](#).

Al S y O de la terminación de la Cordillera Pirenaico-cantábrica, tanto la morfología de las Rías Bajas, como las sierras de la zona fronteriza con Portugal (Monte Argola, Arga, Peneda, Gerês, Barroso), tienen una directriz predominante ENE con cotas culminantes de 1336 m (Peneda) y 1527 m (Gerês). No obstante, la estructura más espectacular, que se continúa a través de todas las alineaciones anteriores, es la que origina la falla N-S de Pontevedra-Padrón.

Entre Bragança y Xinzo de Limia predominan claramente las alineaciones montañosas de directrices N10-30E, las cuales se estructuran a favor del sistema de fallas de Vilariça-Braganza. Su recorrido, de más de 300 km, desde el Cantábrico hasta el S de la Sierra de Estrella, en Portugal, hace que constituyan uno de los corredores de fallas más importantes de la Península.

Dentro de este sistema destacan las fallas de Guimaraes y Orense, muy próximas entre sí, lo que da lugar entre ellas a un importante sistema de escalones contractivos sinestrosos ligados a transpresión. Estas fallas dividen el NO peninsular en dos sectores muy distintos, de manera que al O de la Falla de Orense, el sistema de fallas de Vilariça-Braganza se compensa en una serie de cabalgamientos que cobijan, por el S, las cuencas terciarias del Barco de Valedorras y El Bierzo, dando lugar a los relieves de los Montes de León y al límite occidental de la Cuenca del Duero. Por el contrario al O de la falla de Guimaraes y al S del cabalgamiento de Vigo, los transportes tectónicos asociados son hacia el S, acomodando sólo parcialmente el movimiento sinestroso asociado al sistema de fallas de Vilariça-Braganza.

El frente del Cabalgamiento S Cantábrico-pirenaico y el sistema de fallas de Vilariça-Braganza parecen confluir en el triángulo que forman las cuencas cenozoicas de Sárria, El Bierzo y Xinzo de Limia, que constituye en realidad la zona de interferencia de las dos estructuras mayores mencionadas. Así, buena parte de las cuencas cenozoicas del NO peninsular presentan características que las relacionan, tanto con desgarres, como con cabalgamientos ([Santanach, 1994](#)). Sin embargo parece claro que el sistema de fallas de Vilariça-Braganza, situado al O de la Falla de Orense y sus cabalgamientos asociados, con desplazamiento hacia el N, cortan a las estructuras de la terminación suroccidental de la Cordillera Cantabro-Pirenaica ([Heredia et al, 2003](#)). Además, las fallas de Guimaraes y Orense parecen estar rejugando al sistema de fallas del Eo, así que al menos en parte, el sistema de Vilariça-Braganza debe de ser posterior a los cabalgamientos cantabro-pirenaicos. En este sentido la actividad sísmica reciente que presenta este sistema parece indicar que ha mantenido una cierta actividad hasta la actualidad. Las alineaciones epicentrales previas a las crisis sísmicas de Sárria-Becerreá (1996-1997—M 5.2) muestran cómo la renovada actividad de esta estructura dispara la actividad sísmica.

Hacia el NE, el sistema de fallas Guimaraes-Orense-Eo dibuja una serie de escalones contractivos asociados a transpresión. Estos escalones constituyen una serie de estructuras en *flor positiva* en un contexto tectónico de *piel gruesa*, siendo la más importante de ellas la que se desarrolla en la zona de intersección entre el borde S de las Montañas Cantábricas (Flor de Monforte) y las de las sierras de Marão, Alvão, y Bornes en Portugal. Algunos de los cabalgamientos de esta estructura en flor cobijan sedimentos cenozoicos, como sucede en las cuencas de Xinzo de Limia, Maceda, Quiroga, Monforte de Lemos, Páramo y Sárria ([Santanach, 1994](#)). Esta serie de estructuras rejuegan hacia el N en el sistema de fallas del Eo que cobijan pequeños cabalgamientos escalonados e indican también, un movimiento sinestroso, si bien más próximo a desgarre puro.

Hacia el SE, el sistema de fallas de Vilarica-Braganza ([Cabral, 1989](#)) va adquiriendo una mayor importancia, siendo poco frecuentes los cabalgamientos N70-80E y asociados, casi siempre, a

escalones positivos en su traza. De nuevo el movimiento aparece como sinestroso y ligado a movimientos predominantes en dirección.

La falla de Pontevedra-Padrón, con un recorrido de más de 150 km en dirección N-S forma parte de un sistema más amplio (O Grove-Piñeiro) con espaciados próximos a los 10 km. La estructura en conjunto aparece muy anastomosada produciendo husos alargados en dirección N-S que, junto a pequeñas estructuras compresivas escalonadas indican un movimiento cenozoico, ya que cobijan a la Cuenca de Tuy, predominantemente de tipo desgarre sinestroso. El hecho de que este sistema de fallas aparezca a lo largo de todos los *pop-ups* de la fachada atlántica es un indicio de su mayor antigüedad, ya que por su posición y orientación han de estar ligadas, en origen, al proceso de apertura del Océano Atlántico.

Junto al claro predominio de los desgarres sinestrosos en el NO peninsular aparecen también otros dextrosos con orientaciones comprendidas entre N110-140E con recorridos generalmente menores. No obstante, las fallas de As Pontes, La Coruña y Meirama son las estructuras más relevantes de la zona septentrional de Galicia. Su trazado resulta más rectilíneo que el resto de los sistemas de fallas y cobijan numerosas cuencas cenozoicas de pequeño tamaño, como Lendo, Meirama, Visentoña, Xanceda, Lanza-Orros y Boimil a lo largo de la falla de Meirama (la más meridional) o Pedroso, As Pontes y Roupas a lo largo de la falla de de As Pontes ([fig. 7.20c](#)). Su traza se pierde al llegar al sistema de escalones positivos del corredor Guimaraes-Orense, lo cual es lógico si tenemos en cuenta que deben de estar relacionados con el sistema de fallas del Eo, como ya se mencionó en el caso de la falla de As Pontes. De esta manera, las fallas del Eo son retomadas por este sistema, constituyendo una extensión lateral del frente cantabro-pirenaico. Hacia el S, las fallas dextrosas son menos abundantes y presentan un trazado más NNO-SSE.

En conjunto, la deformación alpina del NO peninsular se puede describir como la interferencia de estructuras debidas a la acomodación simultánea del acortamiento de la corteza en el *Frente Cantabro-Pirenaico* y en los *Sistemas de Fallas de Vilariça-Bragança y Grove-Piñeiro*. El Cabalgamiento S Cantábrico de dirección E-O es la expresión en superficie de una subducción limitada hacia el N de la corteza inferior y media del margen noribérico ([Gallastegui, 2000](#)) y se termina hacia el O en los relieves del Caurel, de dirección NE-SO y en el sistema de fallas del Eo de dirección N-S. Esto indica que, a partir de esta región limítrofe entre León, Galicia y Asturias el acortamiento no puede ser asumido por el mecanismo relativamente simple de un despegue por debajo de las Montañas Cantábricas. Por el contrario, el acortamiento ha de ser amortizado en el interior de la corteza, distribuyéndose en las siguientes familias de estructuras: a) sistemas de fallas N10-30E sinestrosos de Vilariça- Braganza que dan lugar a corredores transpresivos con estructuras en flor positiva y sus cabalgamientos asociados con dirección de transporte N y S, b) los sistemas de fallas sinestrosos N-S de Padrón-O Grove-Piñeiro y c) las fallas N130E dextrosas (As Pontes, Melide en Galicia) que transfieren hacia el O la deformación del bloque de techo del Cabalgamiento S Cantábrico. La orientación de todas estas estructuras es consistente con un acortamiento N-S a NNO-SSE, si bien esta última parece ser más reciente ([Andeweg, 2002](#)) y activa en la actualidad ([De Vicente et al. 2000](#), [Herraiz et al 2000](#), [IAS 2003](#)). En cualquier caso, el efecto del empuje de la Dorsal Centroatlántica ha debido producir un cierto giro antihorario de los esfuerzos N-S al O de la terminación occidental del Cabalgamiento S Cantábrico. A este respecto, cabe señalar que los desgarres sinestrosos se orientan N-S en Galicia (Pontevedra- Padrón) y N30E en el sistema de fallas de Vilariça- Braganza, lo que resulta congruente con el giro hacia el NO de la máxima compresión en la fachada atlántica. Este cambio se articula a lo largo del límite Orense-Eo y no parece corresponder a cambios importantes en la forma del tensor de esfuerzos, ya que, tanto los desgarres N-S, como los N30E se relacionan con transpresión. Además, el mismo giro se observa en las fallas dextrosas ([fig. 7.20b](#)). Así, la compresión NNO-SSE podría haberse mantenido en el borde más occidental de la Península Ibérica desde la orogenia pirenaica hasta la actualidad. En esta situación parecen también encontrarse las cadenas

portuguesas de la prolongación occidental del Sistema Central, que acumulan una deformación terciaria continua con acortamientos NO-SE (Stapel, 1999). Desde las condiciones más constrictivas ligadas al Cabalgamiento S Cantábrico, los tipos de esfuerzos predominantes han sido de tipo desgarre a lo largo del Neógeno, lo que ha permitido mover una gran variedad de tipos de fallas, incluidas las normales NO-SE. El último pulso tectónico que comenzó en el Plioceno parece haberse mantenido hasta la actualidad.

7.4.3 El Sistema Central

G. De Vicente, R. Vegas, A. Muñoz Martín, J.M. González-Casado, A. Carbó, J. Álvarez, S. Cloetingh, P. Andriessen y F.J. Elorza

El Sistema Central Español (figs.7.6 y 7.21a) es el relieve más importante del interior de la Península Ibérica, con un recorrido NE-SO superior a los 300 Km y un salto vertical acumulado durante el Cenozoico de más de 5000 m. Junto con las Sierras de Gata, y las de la Estrella y Montejunto, en Portugal, forman un sistema escalonado de cadenas NE-SO que produce una alineación montañosa ENE-OSO de más de 700 Km de longitud, desde Lisboa a Sigüenza.

Desde el punto de vista tectónico se puede considerar como una cadena intraplaca de *piel gruesa*, polifásica y de doble vergencia (estructura en *pop-up*), en la que el basamento aparece claramente implicado en la deformación.

Posee dos sectores bien diferenciados, cuyo límite coincide con una serie de fallas transversales de direcciones entre N30E y N-S (figs. 7.21a, b y c). El sector occidental corresponde a las sierras de Gredos y de La Paramera, con cabalgamientos mayoritariamente E-O muy segmentados, y el sector oriental que se asocia a los relieves de Guadarrama-Somosierra, con cabalgamientos NE-SO que, hacia el límite con el sector occidental tienen una dirección NNE-SSO. Las cotas máximas son de 2592 m. (Almanzor) con un desnivel máximo de 2100 m. en Gredos, y de 2430 m. (Peñalara) y 1400 m. en Guadarrama.

La cadena se corresponde en profundidad con un engrosamiento de la corteza de 5 km, si bien la Corteza Superior aparece elevada hasta 2.5 Km (Suriñach y Vegas, 1988) reflejando la estructura general en *pop-up* del Sistema Central (fig. 7.22).

Los sedimentos mesozoicos, ausentes en la parte occidental, aumentan progresivamente su potencia hacia el E, hasta el enlace con la Rama Castellano-valenciana de la Cadena Ibérica, sin aparecer despegados del basamento, correspondiendo por tanto, a un tegumento. En esta cadena y en el Sistema Central han quedado registrados varios eventos de deformación terciarios (De Vicente, 1988), que son también observables como discordancias mayores en las cuencas sedimentarias circundantes del Duero al N y del Tajo al S (Calvo et al. 1996).

El basamento hercínico es de carácter granítico con escasos isleos metamórficos en el sector occidental de Gredos y en SO del sector oriental, mientras que el resto de la zona E es de naturaleza metamórfica con algunas intrusiones graníticas. En este último sector se pueden distinguir, además, dos tipos de basamento metamórfico diferentes: ortoneises al O y rocas metamórficas de grado medio a bajo (cuarcitas y pizarras) al E. Estos dos tipos de basamento están separados por un accidente varisco N-S, la zona de cizalla de Berzosa (González Casado, 1986).

La mayor parte de los contactos hercínicos (entre granitos y rocas metamórficas, o entre distintas unidades metamórficas) han sido reactivados como fallas frágiles durante la deformación alpina y compartimentan distintos estilos de deformación. Así, la zona de cizalla de Berzosa, es subparalela a la falla sinestrosa terciaria (con movimiento hasta el Plioceno) del Puerto de Somosierra, y la falla terciaria de El Escorial toma el límite E del macizo metamórfico de Stª Mª de la Alameda.

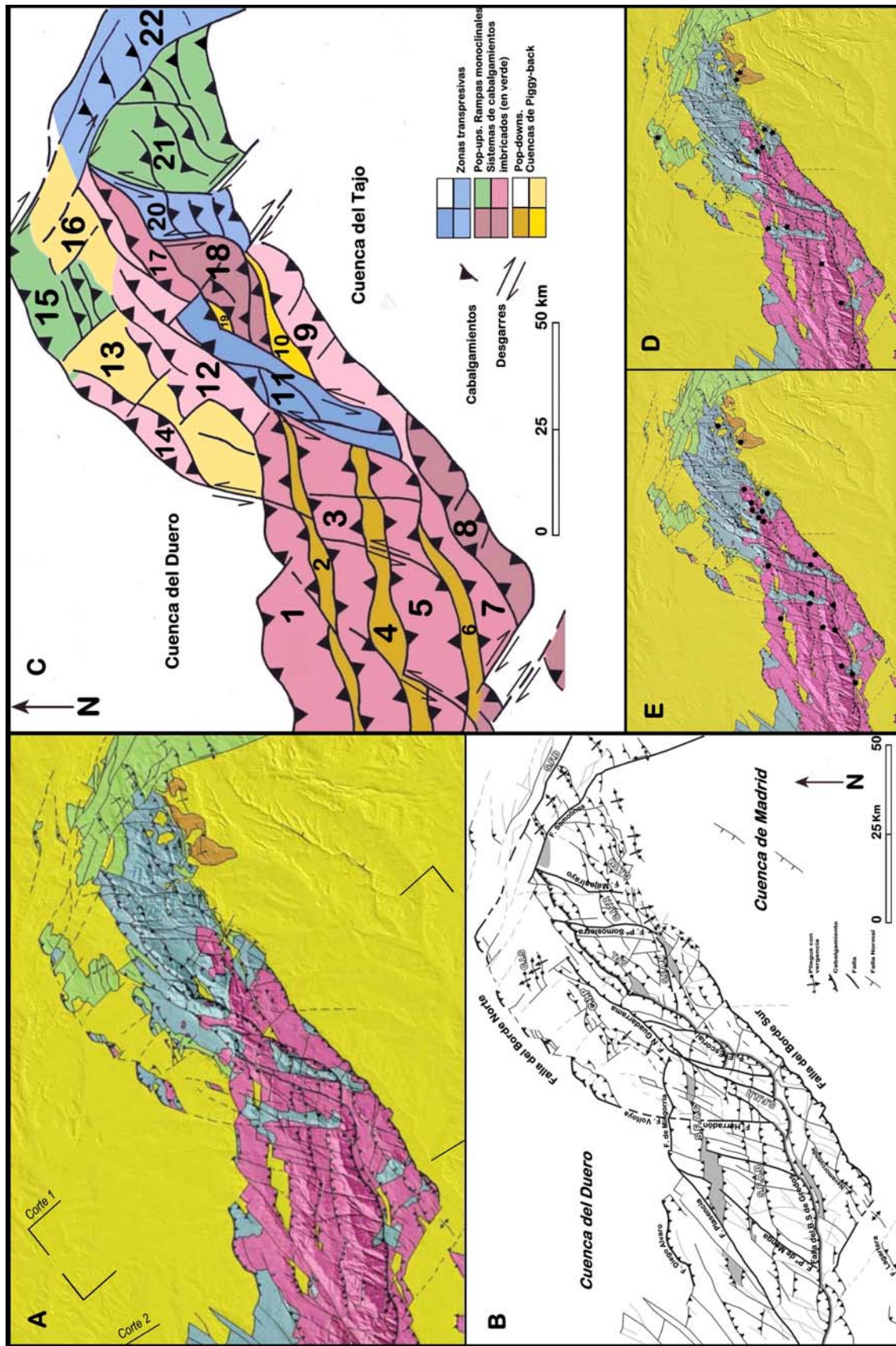


Figura 7.21

A) Esquema estructural del Sistema Central. B) Fallas principales. C) Unidades Tectónicas. D) Actividad paleógena detectada mediante Huellas de Fisión en Apatitos. E) Actividad durante el Mioceno superior-Plioceno

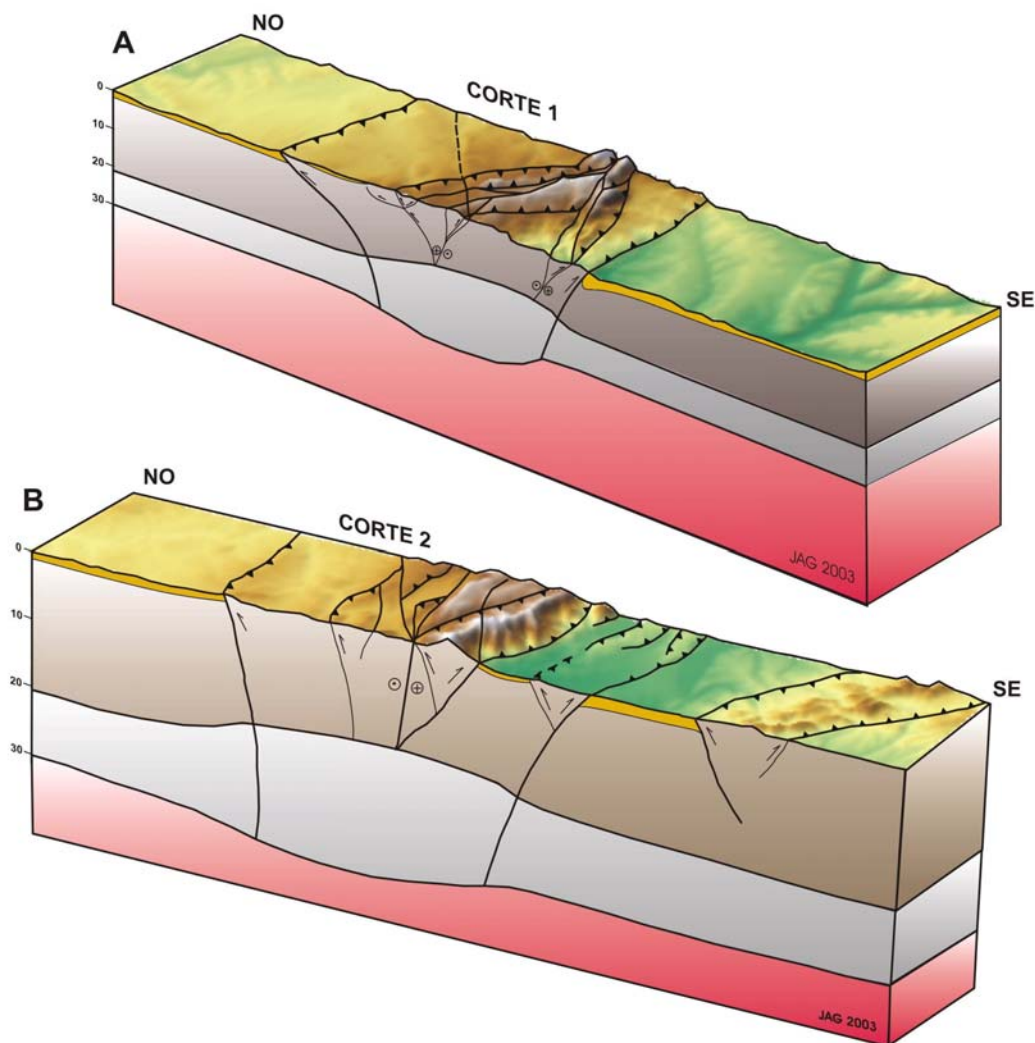


Figura 7.22
Cortes del Sistema Central (localización de los cortes en la figura 7.21)

Cuando el basamento es homogéneo, las estructuras de deformación desarrolladas son, fundamentalmente de tipo *pop up* anchos y *pop down* estrechos (De Vicente y González Casado, 1991). Sobre materiales metamórficos aparecen como más habituales los sistemas de cabalgamientos imbricados, y en cualquier caso, la longitud de onda de los cabalgamientos principales es menor (5-10 Km) que los que se desarrollan sobre granitos (20-30 Km.), indicando la presencia de niveles de despegue más someros. De este modo, se puede hablar de una cierta tectónica de “piel fina” en sectores como Sepúlveda o Tamajón-Hiendelaencina en los que la esquistosidad principal hercínica juega un papel determinante a la hora de acomodar la deformación alpina, permitiendo que el bloque de techo se pliegue, dando lugar a la aparición del característico relieve de cuestras en el tegumento, lo que es menos frecuente sobre basamento granítico (fig. 7.2b y c).

Acompañando estas estructuras compresivas aparecen numerosos desgarres que, sobre todo en las zonas de cabalgamientos imbricados, actúan como rampas oblicuas y laterales. Su traza suele también coincidir con contactos hercínicos mayores o con zonas de esquistosidad subvertical, como en el sinclinal hercínico de Majaelrayo. Las direcciones principales son N-S a N30E, sinestrosos y N100E a N130E, dextrosos.

La cinemática de las estructuras frágiles en un amplio rango de escalas responde a unos esfuerzos compresivos N140-170E (“béticos”) (De Vicente et. al. 1996). Aunque la deformación parece

haber comenzado antes en Gredos en relación con el antepaís pirenaico, el cabalgamiento N80E que pone en contacto el borde S de Gredos con el *pop-down* del Tietar muestra actividad pliocena (De Bruijne, 2001). Por otro lado, en la zona centro-oriental de la cadena, con cabalgamientos NO-SE, aparecen sectores cuyo movimiento más importante parece haber finalizado en el Mioceno inferior (Segovia, St^a M^a la Real de Nieva, Honrubia, Sepúlveda, Sierra de la Pela), lo que les asemejaría más a la Cadena Ibérica y al antepaís pirenaico. En cualquier caso, resulta arriesgado simplificar la evolución de las deformaciones terciarias en el Sistema Central mediante un esquema que se centre en la orientación de los cabalgamientos (E-O, pirenaicos y NO-SE, “béticos”). Condiciones suficientemente constrictivas del tensor de esfuerzos, como las que acontecen durante el Mioceno inferior, o deflexiones locales, pueden activar el rango de orientaciones de cabalgamientos mencionados, sobre todo en estructuras de primer orden que afecten a toda la corteza. Tal es la situación en la que parece haberse encontrado el Sistema Central durante todo el Terciario y el Cuaternario.

Para establecer la historia de las deformaciones alpinas en el Sistema Central se dispone de cuatro fuentes de información fundamentales: Los datos geofísicos, la determinación de estados de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas, el análisis tectosedimentario del relleno de las cuencas sedimentarias asociadas y, por último, los resultados del análisis termocronológico de baja temperatura.

Estructura de la corteza. Dada la ausencia de perfiles sísmicos profundos en el Sistema Central, la descripción de la estructura de la corteza debe fundamentarse en sus rasgos gravimétricos. En concreto se pueden analizar los Mapas de Anomalías de Bouguer y de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR) (CSN, 2004) (ver 7.1.2).

Los límites N y S del Sistema Central quedan perfectamente definidos por dos zonas alargadas de fuertes gradientes en el Mapa de AIR de más de 150 km de longitud y orientación NE-SO. Estas zonas de alto gradiente coinciden con las fallas de los bordes S y N. En este último caso el gradiente permite suponer una continuidad lateral del límite N por debajo de los materiales terciarios que lo fosilizan, a lo largo de los macizos de Honrubia, Sta. M^a La Real de Nieva hasta el cabalgamiento de Diego Álvaro (figs. 7.21b y 7.23). Tanto los datos estructurales como geofísicos indican que ambos límites se corresponden con cabalgamientos que deben afectar, al menos, a toda la Corteza Superior.

Tanto al S como al N de estas dos macroestructuras, y a una distancia media de 40 km se observan otras dos zonas de gradiente subparalelas, situadas en las dos cuencas de antepaís relativo (Tajo y Duero), que limitan los principales depocentros en ambas. El carácter de estas zonas de alto gradiente (denominados Falla de Olmedo y Tajuña) parecen corresponderse con un cabalgamiento de carácter cortical vergente al S en el borde N y con el límite septentrional de la flexión antiformal del Páramo, que se corresponde con fallas normales en superficie, y fallas inversas en profundidad tal y como muestran los datos de sismicidad instrumental (Giner, 1996. Van Wees et al. 1996. Andeweg et al, 1999).

Dentro del bloque de Corteza Superior levantado en que consiste el Sistema Central, destacan otras zonas de alto gradiente en el mapa de AIR de dirección E-O y NNE-SSO. Estas bandas compartimentan una serie de bloques levantados y hundidos que tienen una buena correlación con los datos estructurales de superficie y con la topografía. Una de las zonas de alto gradiente coincide con la Falla del Borde S de Gredos, y con el escalón topográfico asociado a este cabalgamiento cortical de vergencia S. Esta zona de alto gradiente enlaza con otra de dirección NE-SO a lo largo del sistema de Fallas de El Escorial, si bien este gradiente presenta una menor magnitud. Otra banda de dirección E-O atraviesa todo el Sistema Central, desde la Falla de Diego Álvaro y la Falla de Mingorría (que supone el cabalgamiento sobre la cuenca del Duero) hasta enlazar con el Sistema de Fallas del Alto de Manzanares y del Sistema de Fallas de Tamajón. Esta banda atraviesa todo el *pop-up* de Guadarrama, que además, supone el cambio de vergencia de los sistemas de fallas asociados a esta zona de alto gradiente.

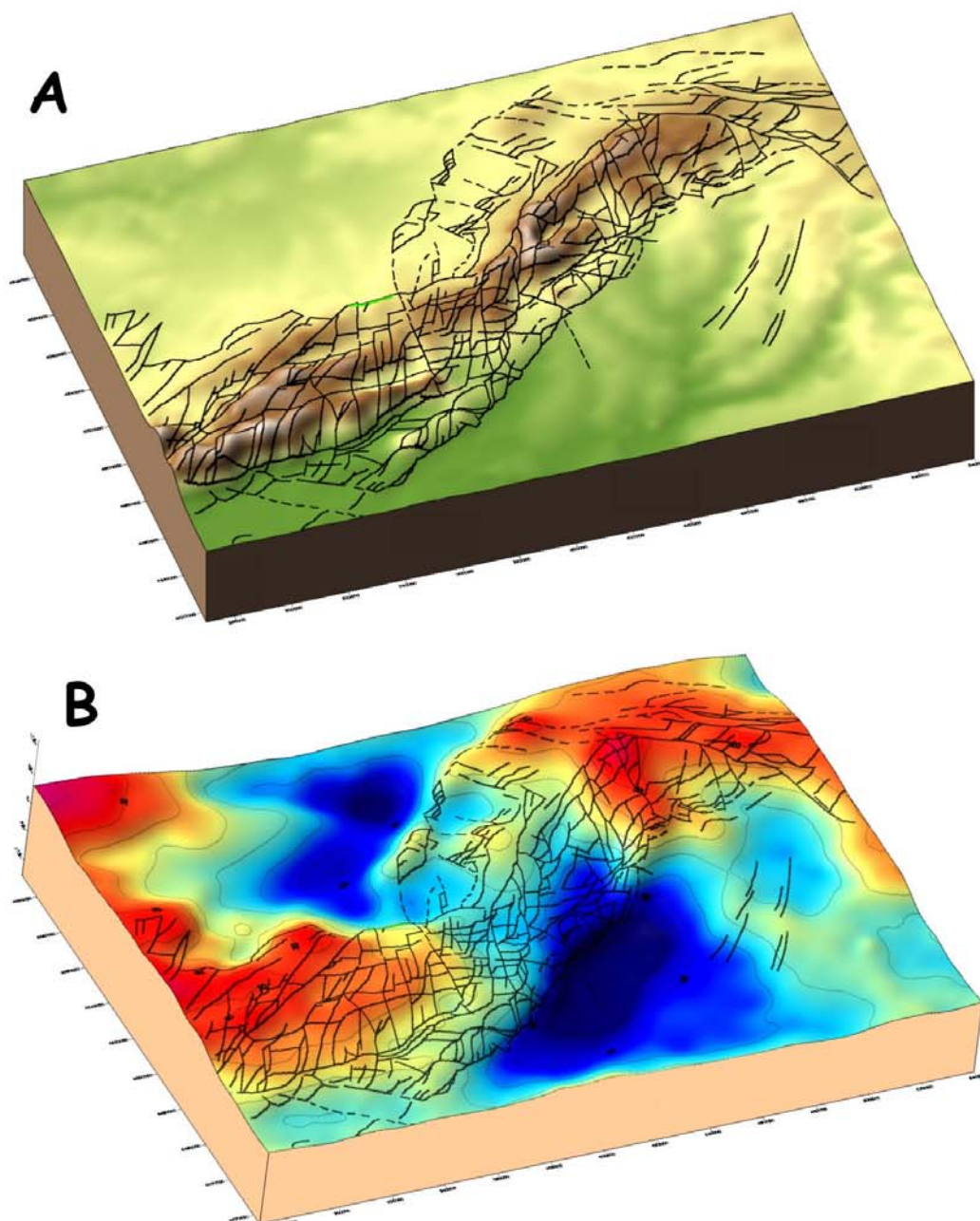


Figura 7.23

Bloques diagrama de la topografía y de la anomalía isostática residual, con las principales estructuras tectónicas del Sistema Central

Así, desde el *pop-up* de Guadarrama hacia el E los sistemas de fallas vergen al S, y desde el *pop-up* de Guadarrama hacia el O lo hacen al N, aunque conservan una orientación media ENE-OSO.

Hacia el E, se desarrolla una importante banda de alto gradiente de dirección N-S cuya traza coincide con la Falla del Puerto de Somosierra, y que limita una zona de máximos al E de una zona de mínimos al O. Este gradiente está relacionado, tanto con el salto alpino de la falla del Puerto de Somosierra, como con el cambio de naturaleza del basamento hercínico.

El Mapa de AIR muestra también como pequeñas inflexiones en las curvas isoanómalas, o mínimos relativos de pequeña amplitud, se relacionan con las cuencas terciarias intramontanas (Amblés, Lozoya, Campoazálvaro). El valor de los gradientes asociados no es grande debido al escaso espesor de sedimentos terciarios presentes.

Otras importantes zonas de fractura de gran recorrido, como la Falla de Plasencia, no presentan rasgos apreciables en el mapa de AIR debido a que no parecen presentar un gran salto vertical alpino y porque no desplazan materiales con contraste de densidad entre ellos.

7.4.3.1 El Sector de Enlace con la Cadena Ibérica

El extremo noroccidental de la Rama Castellano-valenciana de la Cadena Ibérica se caracteriza por la presencia de una serie de pliegues con direcciones similares a las del Sistema Central (22 en fig. 7c y fig. 7.21a, b y c), NE-SO, escalonados, de poco recorrido (menos de 10 Km) y polaridad S (Riba de Santiuste, Sigüenza) asociados a cabalgamientos del basamento en sus flancos meridionales. Estas estructuras compresivas aparecen limitadas al norte por el Sistema de fallas de Barahona y al sur por la Falla de Somolinos — de directrices ibéricas (NO-SE) y con movimiento principal dextroso, — que ha sido considerada tradicionalmente como el límite entre la Cadena Ibérica y el Sistema Central. En conjunto, estas estructuras definen una zona de cizalla transpresiva que parece terminar contra el cabalgamiento del borde N. del Sistema Central en el Macizo de Honrubia. La Falla de Somolinos muestra también, sobre todo en las zonas con orientación más ESE, claros componentes inversos, como en la Sierra de la Pela, donde cobija una pequeña cuenca terciaria separada de la de Almazán por el cabalgamiento del bloque N y sin relación al relieve actual.

Esta zona de cizalla transpresiva (sistema Barahona-Somolinos) limita además, ya dentro del Sistema Central, una zona triangular (21 en fig. 7.21c) que comprende la Sierra del Alto Rey y el Macizo de Hiendelaencina y está limitada hacia occidente por otra zona transpresiva (Retrocabalgamientos de Tortuero) de orientación N-S y sentido de movimiento sinistroso, entre el Sistema de Fallas de Majaelrayo y la Falla del Puerto de Somosierra. La intersección de ambas zonas de cizalla transpresivas constituye el vértice NO de esta *Zona Triangular*, cuyo lado S corresponde al borde nororiental de la Cuenca de Madrid. Por su parte, este límite se estructura en una serie de cabalgamientos imbricados en el basamento (Zona de Cabalgamientos Imbricados de Tamajón), y de pliegues de propagación de falla que afectan a un tegumento mesozoico relativamente potente y a sedimentos paleógenos del borde de la cuenca, indicadores de un claro transporte tectónico hacia el SE. Esta zona triangular muestra un gradiente en la deformación desde el vértice NO hasta el lado S, donde se concentra el acortamiento, apareciendo como las estructuras más apretadas de todo el Sistema Central, con longitudes de onda de aproximadamente 5 Km. Estos datos parecen indicar la presencia de una superficie de despegue muy superficial en el basamento, favorecida probablemente por la estructura hercínica, ya que en el Macizo de Hiendelaencina, la esquistosidad principal es subhorizontal (González Lodeiro, 1980). La orientación de los cabalgamientos (N80E) es algo distinta de la del resto del borde S (N60E), apareciendo como una continuación de la banda ENE antes mencionada. Lateralmente, los cabalgamientos giran progresivamente hasta situarse N-S en el límite occidental (zona de Tamajón), y NO-SE en el contacto con la Cadena Ibérica, a la vez que pierden salto vertical.

En cuanto a la edad de la deformación, la presencia de grandes láminas de conglomerados del Eoceno medio-superior, que rellenan la Cuenca de Madrid provenientes del Sistema Central

(Arribas y Arribas, 1991), indican un levantamiento simultáneo que ha sido cuantificado mediante análisis de huellas de fisión en algo menos de 1000 m. (De Bruijne, 2001). En este contexto, a lo largo de este sector del borde S, durante el Oligoceno medio – Mioceno inferior (?) se desarrollaron una serie de pliegues escalonados que dieron lugar a pequeñas depresiones locales rellenas de abanicos aluviales inmaduros, indicando un movimiento sinistroso del contacto Sistema Central-Cuenca de Madrid (De Bruijne et al. 2001) (fig. 7.21d). Los esfuerzos asociados son claramente “ibéricos” (De Vicente et al. 1996) y no produjeron levantamientos diferenciales significativos hasta el Mioceno inferior. Los datos de huellas de fisión indican la ausencia de deformación en este sector del borde S. durante el Mioceno medio, lo que se reflejaría en la menor potencia de la serie neógena respecto a la paleógena, según los perfiles sísmicos y los sondeos realizados en la Cuenca (Querol, 1983). De este modo, la evidente homogeneización de las facies Aragonienses (Calvo et al. 1996) a lo largo de toda la Cuenca de Madrid indicaría un periodo de arrasamiento sin construcción generalizada de nuevas estructuras.

Las características de los materiales metamórficos del basamento, con abundantes cuarcitas, posibilitó además el desarrollo de una serie de abanicos aluviales tipo “raña” durante la reactivación tectónica del Mioceno superior – Plioceno (fig. 7.21e), lo que constituye otra de las características de este tramo del Sistema Central hasta la Falla del Puerto de Somosierra. La disposición espacial de estos materiales, que *onlapan* la mayor parte de las estructuras compresivas, indica que sólo algunas de las estructuras activas en la etapa anterior se reactivaron. En el extremo nororiental del Sistema Central, las zonas de Cabalgamientos imbricados de Tamajón y de Sepúlveda presentan unas características estructurales y de evolución tectónica terciaria muy similares, aunque en este último caso la polaridad es hacia el NO y no muestran actividad pliocena. La zona de cabalgamientos imbricados de Sepúlveda (15 en fig. 7.21c), con pliegues en el tegumento mesozoico, termina hacia el NO, ya en el Macizo de Honrubia, en el cabalgamiento del borde N del Sistema Central, donde vuelve a aflorar el basamento. De nuevo, la superficie basal de despegue de la estructura imbricada debe localizarse en la Corteza Superior (De Vicente et al. (1996). Van Wees et al (1996)). Sin embargo, el gradiente gravimétrico de la falla del borde N es similar al del S, por lo que probablemente este sistema de cabalgamientos mas superficial se une a otra estructura más profunda (fig.7.22). El salto vertical de estos cabalgamientos aumenta hacia el S, hasta la falla del borde N de Somosierra, donde se superan los 1000 m. Los datos de huellas de fisión indican que el momento de mayor actividad de estas estructuras tuvo también lugar durante el Mioceno inferior (De Bruijne y Andriessen 2002), lo que resulta congruente con la escasa relación con la actual morfología del borde N del Sistema Central. El mayor gradiente topográfico se observa más al S en relación con la falla N de Somosierra, que, dado su salto y su recorrido, debe enraizarse en niveles más profundos de la Corteza.

Los pliegues en el tegumento presentan una suave inmersión hacia el NE, llegando a desaparecer bajo los sedimentos terciarios de la Cuenca de Ayllón (16 en fig. 7.21c), la cual puede considerarse como de tipo “*piggy back*” respecto al cabalgamiento del borde N.

Los análisis de paleoesfuerzos (De Vicente, 1988. IGME. 1990) indican unos acortamientos NO-SE a N-S próximos a compresión uniaxial, lo que permite el movimiento de desgarres y fallas inversas. A veces, las condiciones son muy constrictivas, como a ambos lados de la falla del Puerto de Somosierra, donde predominan los acortamientos N-S. En el basamento hercínico se define una última etapa de deformación, D5 (Gil Toja, 1983. IGME 1990ab) que pliega todas las estructuras anteriores sin formación de esquistosidad mediante pliegues E-O. Es, en muchos casos la responsable de cambios regionales de la inmersión de los pliegues hercínicos, como en el sinclinal de Majaelrayo, produciendo una interferencia de tipo 1. Dada la intensidad de la deformación cenozoica, es probable que esta etapa D5 tenga en realidad una edad terciaria.

7.4.3.2 Somosierra y Guadarrama.

El sector intermedio del Sistema Central abarca las Sierras de Guadarrama y Somosierra, así como otra serie de relieves menores asociados a las fallas de los bordes N y S. La cuerda de Somosierra consiste en un *pop-up* que pierde altura en su contacto con la falla de Somolinos. En este sector el mayor salto en la vertical corresponde al cabalgamiento del borde N de la cuerda de Somosierra que constituye, en contraposición al sistema de cabalgamientos de Sepúlveda, el límite morfológico del Sistema Central. Hacia el S, la Falla del Puerto de Somosierra limita dos zonas diferentes. Al E, la ya mencionada *zona de retrocabalgamientos de Tortuero* (20 en fig. 7.21c) y al O, entre Somosierra y el *pop-up* de Cabeza del Hierro, una zona relativamente deprimida y de menores contrastes topográficos.

La zona de Tortuero-Valdesotos, en el borde S resulta especialmente ilustrativa respecto al estilo de deformación alpino y su acomodación en el basamento. La Falla del borde S no llega a aflorar, deduciéndose un pliegue de propagación de falla, a partir de la cartografía del flanco delantero del tegumento (Mesozoico y tramo inferior del Paleógeno), de orientación N60E en el área de El Pontón de la Oliva-Valdepeñas de la Sierra (Corchon, 1974. IGME, 1990b). Esta estructura del borde S aparece cortada por dos retrocabalgamientos con polaridad N, al E el de Tortuero con dirección E-O y el del Arroyo de San Vicente al O, con dirección N40E. La traza de este último cambia progresivamente a N-S, constituyendo en realidad la terminación meridional de la Falla del Puerto de Somosierra. Desde esta geometría cabe deducir un transporte tectónico hacia los N150E. Al N de Tortuero, sin embargo, aparecen una serie de cabalgamientos de polaridad N que terminan en la falla del N de Somosierra. La longitud de onda de estas estructuras disminuye de N a S. El cabalgamiento de Valdesotos (Falla del Atazar), que aparece inmediatamente al N del de Tortuero llega a duplicar la terminación periclinal de la antiformal hercínica de El Cardoso (IGME, 1990), lo que permite estimar su salto inverso en 1750 m. (Fernández Casals, 1976). Su terminación oriental cobija un tegumento Pérmico, al igual que en las inmediaciones del embalse de Palmaces de Jadraque, al S de Hiendelaencina (Sopeña 1979). Esto último permite especular con el origen posthercínico de algunas de las fallas del borde S. La evidente relación entre la topografía y la geometría de este sistema de retrocabalgamientos (y del *pop-up* de Somosierra), hace posible su cartografía, incluso cuando su traza se sitúa entre dos basamentos homogéneos y poco competentes como los de la Formación Rodada, en el que, por otra parte, es donde mejor se aprecia la acomodación de la deformación alpina en el basamento. En los casos de los cabalgamientos imbricados de Sepúlveda y Tamajón, la esquistosidad subhorizontal actúa de un modo muy similar al tegumento, plegándose a partir de un nivel de despegue inferior. Sin embargo, aquí la esquistosidad hercínica aparece subvertical, lo que facilita el movimiento de cizalla sinestroso asociado a esta zona, pero no el desarrollo de pliegues alpinos a favor de ella. En este caso sólo se aprecian reorientaciones y pliegues métricos de tipo *kink* con la misma polaridad en las proximidades de los cabalgamientos.

El *pop-up* de Somosierra (17 en fig. 7.21c) pasa hacia el O, en el contacto con la Sierra de Guadarrama, a una estructura más compleja que consiste en dos *pop-ups* separados por el *pop-down* del Lozoya (19 en fig. 7.21c) y que cobija las mayores cotas de los sectores intermedio y oriental del Sistema Central. El situado más al S (*pop-up* de Cabeza del Hierro, 18 en fig. 7.21c) es parte de una alineación de estructuras según una dirección N70-80E, de la cual forma también parte, más al S, el *pop-down* del Alto Manzanares (10 en fig. 7.21c). Esta alineación muestra una clara actividad paleógena que puede subdividirse en dos pulsos: Eoceno medio hasta la parte inferior del Eoceno Superior, y Oligoceno inferior – inicio del Oligoceno Superior (De Bruijne y Andriessen 2002) (fig. 7.21d). La actividad neógena aparece de nuevo concentrada durante el Mioceno inferior, si bien, a diferencia de los sectores más próximos a la Cadena Ibérica, se registra un pulso importante durante el Mioceno superior-Plioceno (fig. 7.21e). Este último pulso continúa en la actualidad, pudiéndose explicar así la tasa de elevación de 2 mm/año deducida

mediante VLBI (Rutigliano et al. 2000) en el centro peninsular. La actividad pliocena parece concentrarse al S, en el contacto entre el *pop-up* de Cabeza del Hierro y el *pop-down* del Alto Manzanares. No obstante esta diferenciación de pulsos de levantamiento, algunas estructuras, como el *pop-up* al N del Lozoya, presentan evidencias de una actividad continua durante todo el Terciario.

El borde S, al O de Torrelaguna, representa la dirección más característica del Sistema Central: N60E (9 en fig. 7.21c). El contacto con la Cuenca de Madrid es muy neto y con un desnivel muy constante (100 m.). Se prolonga hasta la Sierra de San Vicente, al S de Gredos, apreciándose de manera espectacular, tanto en modelos digitales del terreno como en imágenes de satélite. En el mapa de anomalías isostáticas residuales (fig. 7.23b) este contacto corresponde a uno de los mayores gradientes de toda la Península y tiene un carácter marcadamente rectilíneo. En el único perfil sísmico realizado en todo el Sistema Central este borde S se puede identificar como una falla con un salto de más de 3000 m en la vertical bajo la localidad de Alcobendas (Querol, 1983). El escaso relieve del bloque de techo de esta falla podría indicar una mayor actividad paleógena en el contexto de un levantamiento terciario más o menos continuo. Sólo el sector más próximo al sistema de fallas de El Escorial (11 en fig. 7.21c) muestra un claro pulso Mioceno superior – Actualidad.

Al N de la falla del borde S aflora un retrocabalgamiento que dibuja un *pop-up* de unos 10 kilómetros de anchura, que puede también continuarse hasta la Sierra de San Vicente (6 y 10 en fig. 7.21c), si bien aquí, la topografía es algo más pronunciada. Esta estructura aparece segmentada por fallas N110E, dextrosas y N20 sinestrosas, que cambian progresivamente su orientación en los bordes del *pop-up*, hasta enlazar cartográficamente con los cabalgamientos N60, lo que le confiere un aspecto en zigzag entrelazado que implica una dirección de acortamiento muy constante, según N150E (8 en fig. 7.21c), a lo largo de todo el recorrido de la falla del borde S, como evidencian los análisis de paleoesfuerzos (De Vicente, 1988. De Vicente et al., 1996. ENRESA, 1999).

Al E del *pop-down* del Alto Manzanares, el salto topográfico más importante del borde S se localiza, en la Sierra de Guadarrama, al N de la Falla del Escorial. Esta falla constituye el límite de un *pop-up* transpresivo sinestroso de orientación N30E, estructurado a favor de los contactos hercínicos entre las intrusiones graníticas y el macizo metamórfico de Santa María de la Alameda. Este conjunto de fallas NNE a N-S continúa hacia el E a través del sistema de fallas de Las Navas del Marqués-Robledo, hasta la Falla del Herradón y (fig. 7.21a y b), una de las más espectaculares del segmento de Gredos y de todo el Sistema Central. Este sistema registra una marcada actividad a lo largo de todo el Terciario, si bien esta parece concentrarse durante el Paleógeno en sus sectores más septentrionales. Los datos termocronológicos de baja temperatura registran, también aquí, un importante pulso que comenzó en el Mioceno superior (Sell et al. 199x).

El borde N del sector intermedio, al E de Sepúlveda, se continúa a través de una serie de afloramientos inconexos hasta el *pop-up* de Santa María la Real de Nieva (14 en fig. 7.21c), que hacia occidente termina a su vez en la Falla del Voltoya (fig. 7.21a y b), perteneciente al sistema NNE antes mencionado. En conjunto, el borde N dibuja una forma arqueada que indica una dirección de transporte tectónico hacia el NO. Su morfología aparece mucho menos marcada que la del borde S, desarrollándose una superficie de erosión hacia el Duero que arrasa buena parte de las estructuras tectónicas de este borde. Sin embargo, sí que es un límite gravimétrico muy neto, similar aunque algo menor, al del borde S. Por lo que parece, el sistema de cabalgamientos mas someros termina en una falla que debe interesar buena parte de la corteza. El relieve no se recupera hasta el *pop-up* de Guadarrama. Al igual que sucedía en Sepúlveda, afloran por delante de este una serie de cabalgamientos imbricados (de Pedraza) segmentados por fallas en dirección de orientación N140E y NNE (12 en fig. 7.21c).

7.4.3.3 Gredos

R. Vegas, G. de Vicente, A. Muñoz Martín y J. Álvarez

El nombre de Gredos se utiliza corrientemente para denominar el segmento occidental del Sistema Central Español (fig. 7.21), aunque en sentido estricto corresponde a una de las alineaciones montañosas de esta división geográfica. Su estructura general es más sencilla que la de los sectores intermedio y oriental, debido probablemente a una naturaleza más homogénea del basamento, constituido fundamentalmente por materiales graníticos. En conjunto dibuja un *pop-up* de 80 km de anchura, que se subdivide en cuatro *pop-ups* secundarios (San Vicente, Gredos, La Paramera y Mediana. 8, 5, 3 y 1 en fig. 7.21c) de entre 10 y 20 kilómetros que limitan tres *pop-downs* (Tietar, Alto Alberche y Amblés. 6, 4 y 2 en fig. 7.21c) más estrechos (fig. 7.22). Estas alineaciones de cuerdas de relieves y de altiplanicies se disponen en sentido E-O, excepto en el borde S de la Sierra de San Vicente, que presenta una dirección NE-SO. Lateralmente el *pop-up* de Gredos está limitado al E por una alineación de sierras de dirección NE-SO — Sierras de Malagón, Cuerda de los Polvisos, Sierras de San Martín-El Escorial — que crea una clara diferenciación con el sector central de Guadarrama. Al O, las sierras y altiplanicies de Gredos aparecen también limitadas por otra alineación de sierras con dirección NE-SO — Candelario, Villanueva, Barco de Ávila — en cuyo interior se continúa el gran dique de Plasencia en forma de una alineación deprimida, valle del Jerte, depresión de El Barco de Ávila. En conjunto los bordes NE-SO y E-O de este sector occidental de Gredos dibujan un paralelogramo extendido en dirección próxima a E-O que contiene los relieves en altura creciente hacia el S, 1700 m en la Sierra de Ávila (S-E de Muñana), 2294 m en la Paramera (Serrota) y 2592 m en Gredos (Almanzor). Se dispone así un edificio de relieves disimétrico con el borde N apenas marcado por un desnivel de 100 m, mientras que el límite meridional acumula la mayor diferencia de relieves en la pared S de Gredos (fig. 7.21a).

En el vértice suroriental del paralelogramo se adosa el *pop-up* de menor altura de la Sierra de San Vicente, 1300 m en las proximidades de Navamorcuende. Este *pop-up* estrecho se descompone en dos alineaciones de relieves separadas por la depresión del río Guadyerbas. Ambas pierden altura hacia el SO de manera que desaparecen poniendo en continuidad las planicies del Tietar y el Tajo. La alineación más septentrional limita el *pop-down* del Tietar y se dispone E-O, paralela al borde de Gredos, mientras que la alineación de relieves más meridional tiene una dirección NE-SO y representa la continuidad del borde meridional de Guadarrama, es decir del cabalgamiento que pone en contacto la Cuenca de Madrid y el Sistema Central. Por su parte, el borde N de este último relieve se corresponde con un cabalgamiento con vergencia N cuya continuidad puede seguirse en las proximidades de Navalmoral, en los Montes de Toledo occidentales. En este sentido el borde meridional del Sistema Central parece formar parte de una gran línea de fractura desde Torrelaguna hasta los relieves de la Sierra de Montánchez.

Tal como se desprende de las descripciones anteriores, la deformación parece ser tomada mayoritariamente por estructuras E-O muy segmentadas, relieves paralelos y masivos en general correspondientes, y por estructuras NE-SO, sierras más estrechas y discontinuas. Este sistema de fallas desplaza los segmentos de las fallas E-O, normalmente de modo sinestroso, lo que confiere a los corredores de cabalgamientos E-O una orientación más N70-80E. Estas estructuras se explican mejor en un contexto de esfuerzos N-S “pirenaicos” con actividad desde el Eoceno medio hasta probablemente el Mioceno inferior. Durante esta primera etapa las estructuras NE-SO deben asumir una deformación mayoritariamente transpresiva. Es posible que en el Mioceno superior el cambio de orientación del campo de esfuerzos lejano — ¿consecuencia del bloqueo pirenaico? — cause la reactivación selectiva de algunas estructuras con la formación de relieve abrupto de Gredos (De Bruinje, 2000) (fig. 7.21e), la acentuación del escalón meridional de la Sierra de San Vicente y el carácter más compresivo de las estructuras NE-SO en forma de sierras

discontinuas. En este sentido se podría explicar la conservación de superficies antiguas en el relieve masivo de la Paramera así como los relieves relativamente bajos del borde N de este sector occidental.

7.4.4. Sierra de Gata-Peña de Francia

R. Vegas y G. de Vicente

El sistema de sierras de Gata (1367 m) y de la Peña de Francia (1723 m) constituye el relieve más occidental del Sistema Central en territorio español. Corresponde a una elevación de basamento limitada por dos cabalgamientos de dirección NE-SO con vergencias opuestas (**fig. 7.24**). El cabalgamiento NE-SO más septentrional se descompone en dos segmentos escalonados que separan el basamento de la cuenca paleógena de Ciudad Rodrigo. Ambos segmentos parecen formar parte de estructuras que se extienden entre Salamanca y la frontera portuguesa tomando de manera diferencial la deformación compresiva. El cabalgamiento NE-SO más meridional se corresponde con una serie líneas de fractura que producen un relieve más complejo al delimitar esta elevación de basamento de una zona más deprimida que contiene cuencas neógenas discontinuas (Coria, Zarza de Granadilla, Castelo Branco) y que constituye la solución de continuidad con el segmento de Gredos. Al contrario que el cabalgamiento N, esta estructura aparece continua con desplazamientos menores y se puede considerar una prolongación en suelo español del Cabalgamiento de Ponsul, definido en Portugal como una falla inversa con actividad cuaternaria ([Cabral y Ribeiro, 1988](#)).

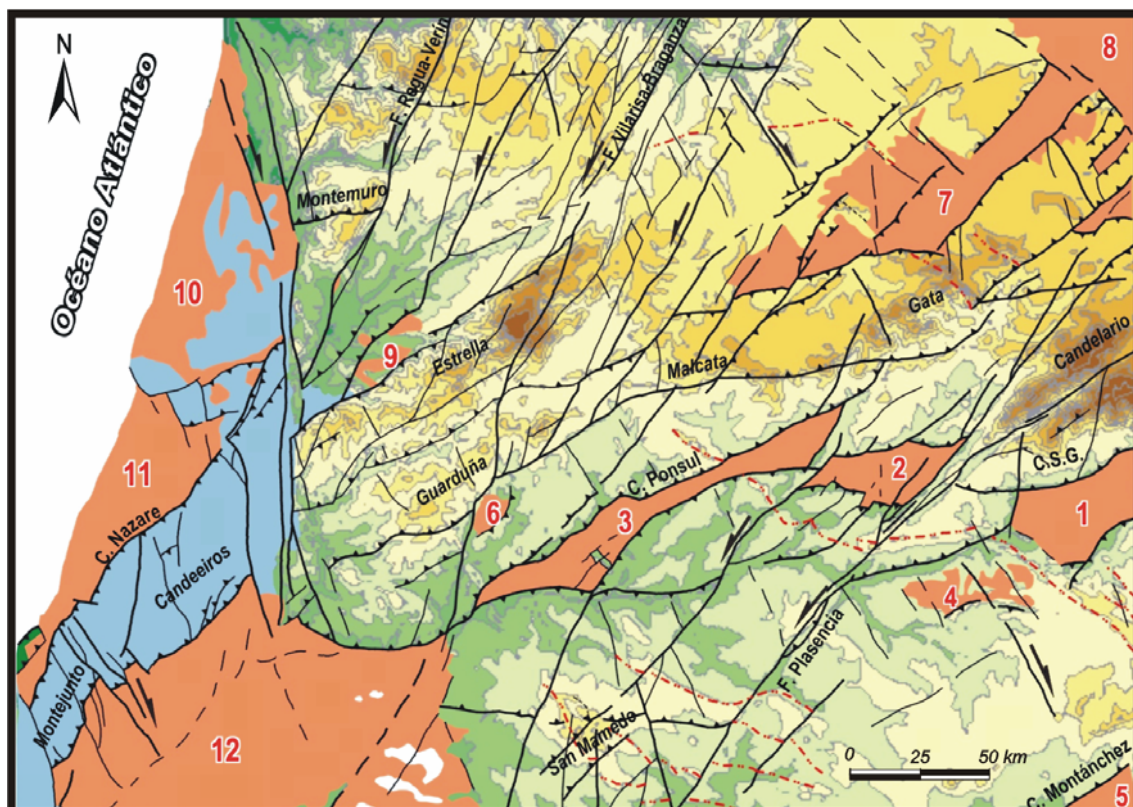


Figura 7.24
Esquema estructural de la Sierra de Gata

En sentido transversal esta elevación de basamento esta condicionada por estructuras E-O que interfieren con las estructuras dominantes NE-SO. Entre estas estructuras E-O destaca el

cabalgamiento de esa dirección que limita los relieves de la Sierra de Gata respecto a las zonas de menor relieve de la penillanura extremeña, entre la Sierra de Malcata en Portugal y Hervás en la Sierra de Candelario. En cierto modo esta línea de fractura tiene un recorrido mucho mayor, ya que se puede continuar a través de la depresión del Alto Alberche hasta el borde oriental de Gredos.

La zona de menor relieve situada entre Gredos (sierras de Candelario-Bejar) y Gata-Peña de Francia forma una depresión ocupada por el Río Alagón que supera el escalón morfológico mencionado anteriormente, alcanzando prácticamente la Submeseta Norte. Esta zona se corresponde en parte con Las Batuecas y proponemos este nombre para ella.

Parece evidente que al O de Gredos el patrón de la deformación del basamento parece más sencillo y muy diferente de los segmentos más orientales de Gredos y Guadarrama-Somosierra. El acortamiento es tomado mayoritariamente por cabalgamientos NE-SO que delimitan bloques de la misma orientación, mientras que los cabalgamientos E-O parecen subordinados, aunque alguno de ellos forme parte de lineamientos de gran recorrido, como el correspondiente al escalón S de Las Batuecas-Sierra de Gata. Este patrón parece continuar hacia el O con la disposición de los relieves de las Sierras de Guardunha-Alvelos y de Estrella, separadas ambas por la depresión del río Zézere. El borde N de la sierra de la Estrella (1993 m) corresponde al cabalgamiento NE-SO de Lousã, uno de los de mayor recorrido y mejor expresión morfológica de todo el Sistema Central (fig. 7.24).

7.4.5 Los Montes de Toledo

R. Vegas, G. de Vicente, P. Andriessen y S. Martín Velázquez

Con la denominación amplia de Montes de Toledo consideramos aquí, en sentido tectónico, las regiones morfológicas de la Meseta de Toledo y de los Montes de Toledo propiamente dichos. Esta elevación de basamento forma parte de una alineación E-O discontinua de relieves que se extiende entre la región de Portalegre (Portugal) y el SE de la Provincia de Toledo con dirección subparalela a Gredos y al Sistema Central, constituyendo la divisoria principal entre las cuencas hidrográficas de los ríos Tajo y Guadiana. Las mayores alturas se corresponden con los relieves *apalachianos* formados por las *cuarcitas arenigienses* en el contexto que dibujan los pliegues variscos. Los puntos culminantes de estos relieves se sitúan en las sierras centrales — Sevilleja (1273 m), La Hiruela (1378), La Majana (1447 m), Castañar (1377 m) — y en las sierras del borde meridional — Calderina (1212 m), Los Morrones (1202), Chorito (1012 m).

La interrelación entre los relieves apalachianos (debidos a la erosión diferencial) y el levantamiento tectónico cenozoico, ha causado tradicionalmente cierta confusión en cuanto a la definición de las estructuras responsables de la elevación alpina de esta región. Las sierras parecen seguir la orientación de los pliegues variscos, pero es evidente que están delimitadas por alineaciones transversas de dirección NE-SO o NNE-SSO. Estas fallas enmarcan las zonas de mayor relieve diferencial con las alturas culminantes ya mencionadas (fig. 7.25).

Entre estas alineaciones transversas se encuentra la continuación del *Cabalgamiento de Las Villuercas* (7.4.6) hacia el NE, a través del Anticlinal hercínico de Valdelacasa en el que crea un marcado escalón. Esta estructura causa el levantamiento de la Sierra de Altamira — flanco N del anticlinal y perpendicular al cabalgamiento *alpino* — y de las sierras de Sevilleja y de La Hiruela — terminación periclinal compleja del *sinclinal ordovícico de La Jara*. Más al S, con una dirección más tendida, se dispone un cabalgamiento de polaridad S que eleva las aristas de los flancos septentrionales del Anticlinal de Valdelacasa y del Sinclinal de Los Yébenes (hercínicos). Para ambos cabalgamientos es posible deducir una actividad pliocena por su relación con la formación de dos depósitos de rañas de gran extensión que tapizan toda la mitad meridional del

Anticlinal de Valdelacasa en la región de Anchuras. Estos depósitos de rañas, con extensión reducida, se desarrollan también en el flanco N del Sinclinal de Los Yébenes.

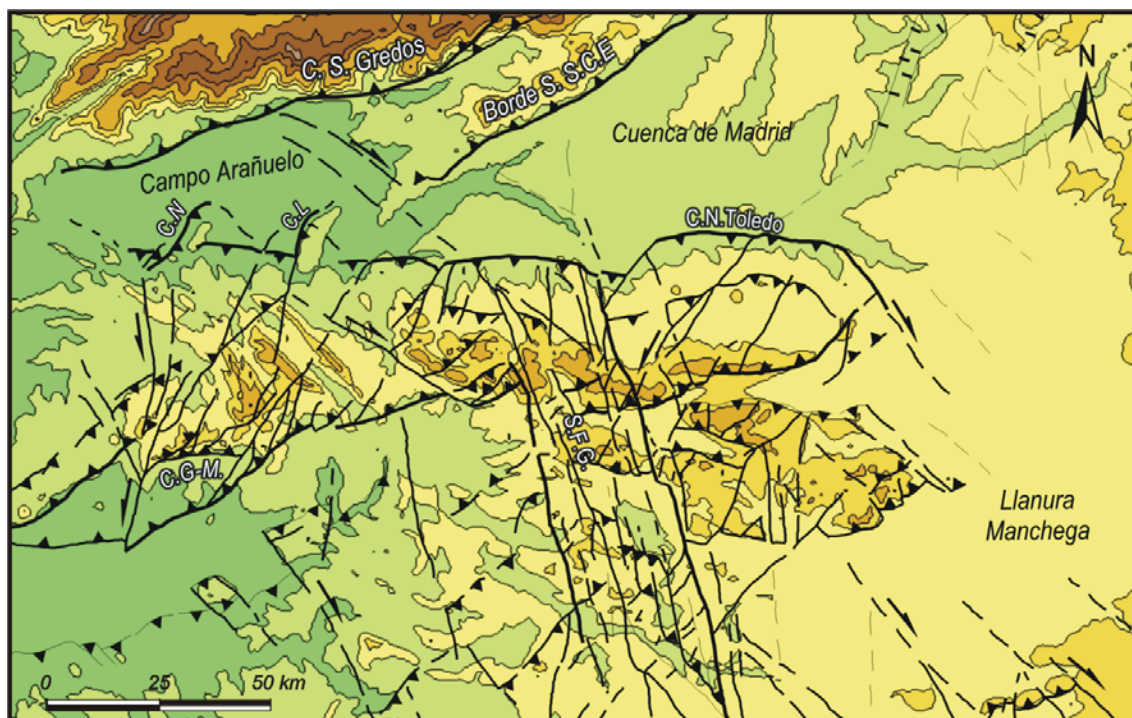


Figura 7.25
Esquema estructural de los Montes de Toledo

Los límites N y S de esta elevación de basamento son muy dispares. Así el límite con la Cuenca del Tajo corresponde a un cabalgamiento N100E, de bajo ángulo en su parte más superficial y con características similares al cabalgamiento del borde S del Sistema Central, aunque con vergencia hacia el N (fig. 7.25). Este cabalgamiento es patente en las proximidades de la ciudad de Toledo al poner en contacto las rocas cristalinas de la plataforma de Toledo, en la que destacan relieves aislados de montes islas, y las facies marginales de la Cuenca del Tajo. Los esfuerzos asociados a este cabalgamiento E-O son de compresión uniaxial N-S (fig. 7.2d) (Martín Velázquez et al. 199X). Al igual que el *pop up* del borde sur del Sistema Central, no parece registrar una actividad reciente.

Por el contrario, el borde meridional muestra un contraste morfológico mas abrupto, al menos en la parte oriental, donde delimita la llanura de La Mancha. Este borde debe corresponder a un cabalgamiento de dirección N45E que continúa hacia el SO formando el límite de la depresión tectónica que supone el humedal de las Tablas de Daimiel.

La cuenca de campo Arañuelo (fig. 7.25), alargada según una dirección E-O, constituye la prolongación occidental de la Cuenca de Madrid. Limitada al N por el cabalgamiento S de Gredos, su limite S aparece mucho más segmentado y discontinuo. Sobre una trama E-O se superponen otras que penetran en la cuenca mediante cabalgamientos NE-SO de polaridad NO, como los de Valdecañas y Lagartera, y fallas de transferencia dextrosas ESE-ONO. Esta última estructura aparece como la prolongación del cabalgamiento S del Sistema Central, aunque con vergencia contraria. Cabe señalar que el río Tajo no es capaz de atravesar este umbral. Su trazado abandona la cuenca penetrando en el basamento, lo que indica una cierta actividad cuaternaria que se pone

también de manifiesto en el basculamiento hacia el NO del valle del Tietar y el consiguiente desplazamiento y encajamiento del cauce en el borde de la Sierra de Navamorcuende.

Existen además otras alineaciones morfológicas de gran recorrido y transversales al grano hercínico. Estas alineaciones se agrupan en una dirección próxima a E-O y en otra alrededor de N140E, similares a las definidas en Gredos y en el Sistema Central.

Se puede admitir en principio que Los Montes de Toledo constituyen el extremo oriental de una elevación de basamento sensiblemente discontinua, en la que el grado de acortamiento de la corteza y los relieves asociados son comparativamente menores que los del Sistema Central. En este contexto y como característica de Los Montes de Toledo se puede considerar, además, la importancia relativa de la deformación pliocena-cuaternaria según el patrón de los relieves generados a favor de estructuras N45-60E y de los sedimentos de tipo raña relacionados selectivamente con ellos.

Sin embargo, los análisis de huellas de fisión en apatitos no son capaces de detectar actividad (enfriamiento), ni durante el Oligoceno-Mioceno inferior ni durante el Plioceno, porque este sector del basamento hercínico se había levantado ya en un periodo anterior a los 80 ma y de un modo más o menos continuo, sin aceleraciones asociables a eventos tectónicos. En este aspecto, su evolución fue claramente distinta de la ocurrida en el Sistema Central y en Gredos. A la falta de datos más concretos, no deben excluirse las deformaciones fini-paleógenas. La sedimentación de abanicos aluviales pliocenos (raña) asociados a la renovada actividad de estructuras previas, tanto en el Sistema Central, como en la sierra de Guadalupe-Montánchez, parecen indicar una cierta actividad neotectónica, también en los Montes de Toledo.

7.4.6 Las sierras de Guadalupe-Montánchez

J. Álvarez, A. Muñoz Martín, R. Vegas y G. de Vicente

Las Sierras de Guadalupe y Montánchez, de dirección NO-SE, y de Las Villuercas y Altamira, perpendiculares, son el resultado de un cabalgamiento, fundamentalmente intra-Plioceno, NO-SE a ENE-OSO (falla de Las Villuercas) de algo menos de 1000 m. de salto vertical con un recorrido de 80 Km que enlaza, hacia el SO, con el cabalgamiento E-O que forma el borde N de la depresión de las Vegas Bajas del Guadiana (Cuenca de Badajoz) y hacia el NE con el cabalgamiento S de los Montes de Toledo, ambos con polaridad S. Esta alternancia de orientaciones de cabalgamientos mimetiza la que se aprecia también en el Sistema Central. Este sistema de sierras, situado al E de la provincia de Cáceres, representa una de las zonas del interior de la Península donde ha quedado más patente el rejuvenecimiento alpino del relieve hercínico previo. El pico culminante de este sistema se denomina “La Villuerca”, con 1600 metros de altitud (fig. 7.26).

Dentro de las cadenas del Antepaís Ibérico, estas sierras presentan una estructura relativamente sencilla: Un único cabalgamiento que eleva el bloque NO y que, dado su recorrido, debe interesar buena parte de la corteza, definiendo un estilo tectónico de *piel gruesa*, sin tegumento. En el bloque hundido aparecen una serie de abanicos aluviales sintectónicos, aislados (rañas), que llegan a coalescer hacia oriente. Si, como sucede, la deformación es muy reciente (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994), entrando en lo que se considera como Neotectónica, se explica que, tanto en imágenes de satélite, como en modelos digitales del terreno, sea una de las estructuras alpinas más espectaculares del centro peninsular (fig. 7.26). Así, en los perfiles topográficos perpendiculares al cabalgamiento principal se observa la típica geometría asociada a una rampa monoclinial que buza hacia el NO, sin que los procesos erosivos cuaternarios hayan podido desdibujarla. Es mas, la divisoria de aguas entre las cuencas del Tajo y del Guadiana es

muy asimétrica, y coincide con las máximas alturas de estas sierras, lo que de nuevo nos indica la juventud de la deformación.

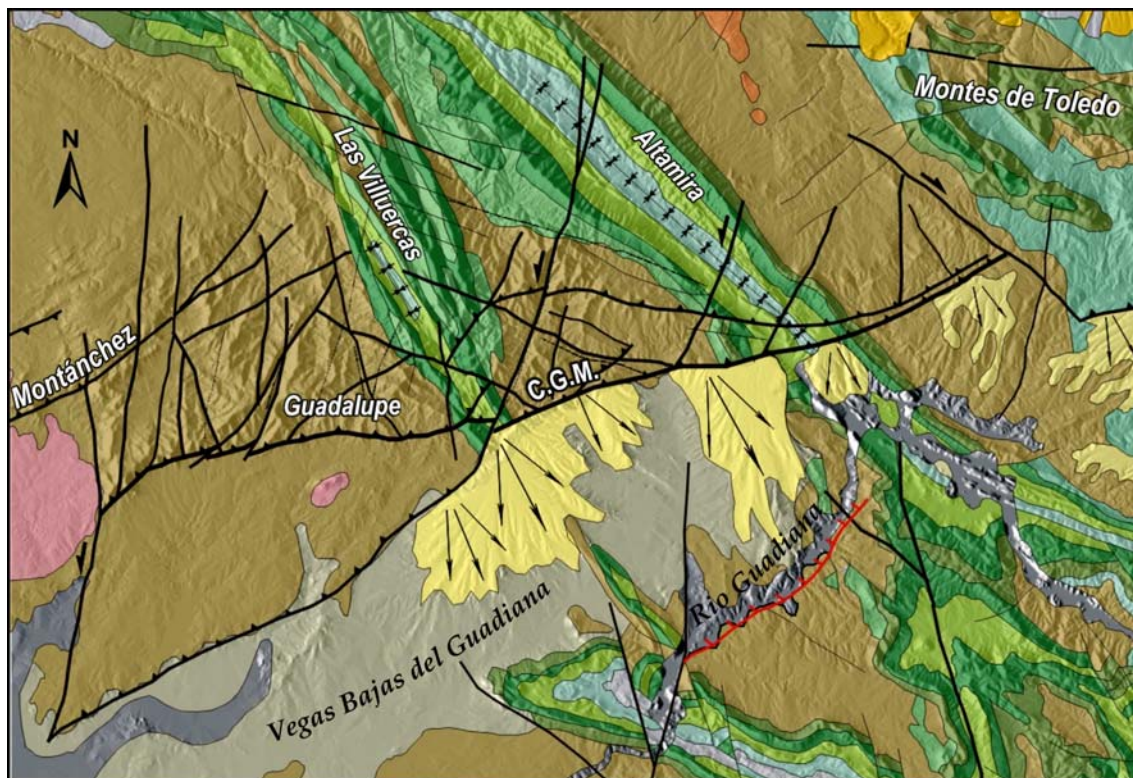


Figura 7.26

Esquema estructural, topografía y perfil de las sierras de Guadalupe-Montánchez

Los esfuerzos asociados a este cabalgamiento (Álvarez et al. 2004) son claramente “béticos”, tanto en edad como en orientación (NO-SE), que si bien movilizan fallas inversas N60E, también activan fallas N30E con mayor componente en dirección, y que segmentan el cabalgamiento principal. En el borde N de la Cuenca de Badajoz se han obtenido direcciones de compresión N-S cenozoicas (Pérez Estaún et al. 2003). La nucleación de la deformación mas reciente en estas estructuras parece haber amortiguado las de otras más traseras, como la falla de Plasencia (Capote et al. 2000).

7.4.7 Sierra Morena

R. Vegas y G. de Vicente

Con el nombre genérico de Sierra Morena se reconoce tradicionalmente el reborde meridional de la Meseta que se extiende en una dirección general N80E, paralela a las otras elevaciones principales del basamento hercínico, el Sistema Central y las Montañas Cantábricas; aunque en su extremo oriental pasa a tener una dirección N60E paralela a las direcciones del frente pre-bético del Arco de Alcaraz (figs. 7.2 y 7.6). Su borde N aparece poco marcado correspondiendo al O a una elevación gradual de la superficie de relleno de la Tierra de Barros y al E a un ascenso progresivo de la penillanura de La Serena y del Campo de Calatrava. Por el contrario, su borde meridional aparece bien marcado, al menos hasta el meridiano de Huelva, mediante un escalón continuo y relativamente poco sinuoso.

En sentido longitudinal, esta elevación del basamento se extiende unos 600 Km. desde el Alentejo portugués hasta el S de la provincia de Ciudad Real. Su anchura media se puede estimar aproximadamente en 50 Km.; sin embargo, mientras en su extremo occidental apenas es posible establecer su continuidad en la Sierra do Caldeirão, hacia el extremo oriental parece no existir una solución de continuidad entre las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo y los relieves propios de la Sierra Morena (Bloque elevado de La Serena).

Desde el punto de vista morfológico, la Sierra Morena aparece como una flexura E-O disimétrica con la elevación culminante hacia su centro, constituyendo esta zona de máximos relieves la divisoria principal entre las cuencas del Guadiana y el Guadalquivir. La zona de relieves culminantes comprende al O la alineación de los Picos de Aroche (712 m)-Sierra de Tentudía (1104 m)-Sierras del Norte de Sevilla y Córdoba (Alanís, 907 m; Villaviciosa de Córdoba, 886 m) y al E las alineaciones de relieves de la Sierra Madrona (1323 m) y de las sierras de San Lorenzo-Despeñaperros (1308 m).

El eje de la flexura E-O parece terminar hacia el borde atlántico del S de Portugal, donde la alineación de relieves se hace difusa y pierde definición. En ese extremo occidental las sierras pierden altura, apenas destacan de la penillanura y adquieren una dirección N100-110E (Sierras de Monchique, de Caldeirão y de Mendro, ya en Portugal). De hecho, entre esta zona de relieves poco pronunciados y la divisoria principal de los Picos de Aroche existe una brecha que es ocupada por el tramo inferior del Guadiana, de dirección próxima a N-S, que atraviesa así la Sierra Morena para desembocar en el Golfo de Cádiz. Por el contrario, los relieves del extremo oriental presentan parte de las máximas alturas de esta elevación del basamento, cuya continuación se corresponde más al E con los relieves tabulares de la cobertera mesozoica del Campo de Montiel. La orientación de las sierras que componen esta terminación oriental, sierras de Alhambra (1086 m), y de Relumbrar (1124 m) pasa a ser N60E y se insertan en un sistema de relieves y depresiones (Montes de Toledo surorientales, La Mancha, Campo de San Juan) con dirección general paralela al frente de deformación pre-bético de las sierras de Alcaraz.

La red de drenaje supera ampliamente el borde meridional, una suerte de escalón morfológico, *el escalón del Guadalquivir*, y se interna con dirección paralela al grano tectónico hercínico hasta la divisoria central principal. No obstante, algunos tributarios del Guadalquivir llegan a sobrepasar la divisoria principal, como en el caso del Ojailén-Fresnedas en el extremo oriental, en la zona de cambio de dirección, N80E a N60E, de las alineaciones de relieves. Por su parte, los tributarios del Guadiana, en el borde N, siguen la dirección de las estructuras hercínicas, realzando la erosión diferencial, aunque existen algunas excepciones en los tramos medios de algunos de estos cauces. Las excepciones se producen en las depresiones de orientación próxima a E-O que están ocupadas por el tramo inferior del Río Ardila, antes de desembocar en el cauce N-S del Guadiana, y por el tramo medio de la Rivera de Chanza, antes de adquirir una dirección N-S para terminar en el Guadiana. En cierto modo, estas depresiones E-O delimitan, en el interior de la flexura, los relieves longitudinales de la Sierra de Aracena y los relieves de las sierras de Jerez de los Caballeros, adelantados de la divisoria principal.

El origen de la Sierra Morena ha sido relacionado con el rebote elástico de la litosfera concomitante con la formación de la cuenca de antepaís del Guadalquivir, como consecuencia, por tanto, de la sobrecarga producida por el prisma de acreción bético (González *et al.*, 1988). Existe, por tanto, un consenso general para considerar la Sierra Morena como la cadena intraplaca con un origen “bético” más evidente. Sin embargo, la distribución general de los relieves, la situación de la divisoria principal y el plan general de la red de drenaje — tal como se ha descrito en los párrafos anteriores — induce a pensar en un proceso de formación más complejo.

Los datos de huellas de fisión (Stapel, 1999) indican un levantamiento continuo, sin pulsos, que cruza la isograda de 60° durante el Aptiense, con algunas edades incluso anteriores. Al igual que en Montes de Toledo, el basamento de esta cadena no es capaz de registrar deformaciones cenozoicas, pues es una zona que ha permanecido elevada, ya desde el Cretácico inferior.

Así se puede considerar en primer lugar que la dirección aproximada N80E de la flexura que produce la elevación del basamento es paralela al Sistema Central y a las Montañas Cantábricas. Esto parece indicar un origen común, al menos en sus etapas iniciales, para los tres relieves principales construidos en el Macizo Ibérico. Por otra parte, la génesis de estas zonas de relieves principales (divisorias mayores) ha sido relacionada con la formación de pliegues litosféricos en el contexto del acortamiento asumido en el interior de la Placa Ibérica (Clothing *et al.*, 2002). Si se admite este modelo general de deformación intraplaca, ha de suponerse para parte de esta elevación del basamento una formación anterior a la estructuración de las Cordilleras Béticas, siendo en este caso la flexura positiva de Sierra Morena una consecuencia *lejana* de la sutura pirenaica y el consiguiente bloqueo de la convergencia África-Eurasia en el borde N de la Placa Ibérica. En esta primera fase de la formación de la Sierra Morena, Oligoceno superior-Mioceno Inferior, se inscribiría la formación de la divisoria principal y de las alineaciones de relieves próximos a E-O. Al final del proceso de bloqueo de la convergencia en el área pirenaica, comienza a producirse la superposición del terreno exótico de Alborán sobre el borde S del Macizo Ibérico. Esta superposición se produce mientras continúa la convergencia N-S entre África y la Placa Ibérica. El avance desde el E del *Bloque de Alborán* causa dos tipos de deformaciones en la corteza ibérica. Al O, la cobertera mesozoica es acortada y desplazada hacia el antepaís (mantos subbéticos con transporte tectónico hacia el O-NO) en la delantera del frente del cabalgamiento cortical de Alborán, produciéndose una sobrecarga substancial sobre la litosfera ibérica. Este proceso debe dar lugar a una acentuación del borde S de la flexura de Sierra Morena y la formación del escalón del Guadalquivir. En esta reactivación se inscribe también el encajamiento de los tributarios del Guadalquivir y probablemente la captura de algunos cauces del flanco N de la flexura, que adquiere el carácter disimétrico mencionado anteriormente. Por el contrario, al E la cobertera mesozoica es acortada principalmente en forma de pliegues y cabalgamientos, enraizados en un despegue basal y con un frente de deformación arqueado de dirección N60E, el frente prebético de las Sierras de Alcaraz. Al N del frente prebético el basamento hercínico asume parte del acortamiento debido a la deformación bética, adquiriendo la flexura de Sierra Morena la orientación N60E. Esta transmisión de esfuerzos hacia el interior del Macizo Ibérico parece ser efectiva desde el Mioceno superior, al cambiar la dirección del vector de convergencia a N140E, y mantenerse desde entonces creándose el patrón general de la deformación en el Antepaís Ibérico adyacente, elevaciones de Sierra Morena Oriental y su continuación en el Campo de Montiel, depresión de la Mancha, Montes de Toledo y su continuación en el alto de basamento de Alcazar-Villacañas (Rincón y Vegas, 1996). En este sentido, se podría especular sobre el hecho de que la situación del vulcanismo del Campo de Calatrava coincide con esta reactivación de la Sierra Morena y se sitúa en la zona de cambio de dirección del sector central de la flexura al sector más oriental.

En suma, la Sierra Morena puede describirse como el resultado de la modificación de una flexura de origen “pirenaico” (o anterior) por el efecto de la transmisión de la deformación “bética” al interior del Antepaís Ibérico. El resultado más aparente de esta forma de acomodación de la deformación intraplaca en la Sierra Morena es la *mise en valeur* del relieve diferencial de tipo apalachiano dibujado por las estructuras hercínicas.

El carácter general compresivo de esta estructura en la actualidad queda reflejado, tanto por la inversión de esfuerzos de mecanismos focales de microterremotos (Herráiz *et al.* 1996), como la de algunos sismos de magnitudes mayores (CSN, 1999. Stich *et al.* 2003).

7.5 Morfotectónica del antepaís Ibérico. Deformaciones de gran radio

coordinador: S. Cloetingh

S. Cloetingh, R. Vegas, G. de Vicente, E. Burov, F. Beekman, B. Andeweg, P.M. Andriessen y D. García Castellanos

Una vez establecida la orientación y las características del campo de esfuerzos tectónicos activos en el Antepaís Ibérico (ver apartado 7.2), así como su periodo de actuación, resulta patente la consistencia entre éste y la morfología de la Península Ibérica. Tanto la topografía, como las anomalías gravimétricas de bouguer muestran periodicidades de 50 y 150-250 km, perpendiculares a la máxima compresión, lo que resulta de manera muy evidente, en la distribución de las cuencas hidrográficas de la vertiente atlántica (figs. 7.1 y 7.28e) (Cloetingh et al, 2002). Este patrón de deformación demuestra la actuación de esfuerzos intraplaca alpinos y neotectónicos responsables de la formación de *pliegues a gran escala*. Los primeros parecen acomodarse mediante pliegues en la Corteza Superior frágil y fallas distribuidas en la corteza sismogénica (*potencia frágil efectiva* de la corteza). El segundo conjunto de flexiones afecta a toda la Litosfera Hercínica y es consistente con su edad termotectónica. Esta situación implica un desacoplamiento parcial entre la Corteza y el Manto Superior Litosférico. Dadas las bajas tasas de deformación, estas estructuras pueden tardar en desarrollarse entre 5 y 10 ma. Esta situación implica un fuerte *acoplamiento mecánico* entre el Antepaís Ibérico y los procesos que tienen lugar en los límites de placa adyacentes (empuje de la Dorsal y procesos colisionales). Modelos matemáticos híbridos entre elementos finitos y diferencias finitas (Burov y Poliakov, 2001) indican que si se incluye una zona de debilidad (más caliente) en el S, el acortamiento no es capaz, por si sólo de producir los pliegues de gran radio observados. Se requiere, por tanto, un acortamiento simétrico desde ambos bordes (N y S). De este modo, la deformación en el límite N puede haber sido importante, también durante el Neógeno.

La erosión parece haber tenido un lugar predominante en este proceso, ya que juega un papel primordial en la atenuación de la amplitud de las flexiones menores (50 km), a al vez que acelera los movimientos verticales, tanto de las estructuras reactivadas, como de las de nueva formación, a todas las escalas (García Castellanos, 2002). En contraposición, la autoorganización de la red de drenaje durante el plegamiento produce una redistribución superficial de masas muy asimétrica.

El levantamiento globalizado plioceno de la Península Ibérica queda puesto de manifiesto por la erosión generalizada de los depósitos de tipo “raña”, inmediatamente anteriores, y por la presencia de numerosos depósitos plio-cuaternarios litorales elevados (Vidal Romaní, 1989. Granja, 1999. Hindson et al., 1999. Zazo et al., 1999), lo que se traduce en el cambio entre sedimentación y erosión que se aprecia en las Cuencas del Duero, del Ebro y del Tajo. En esta última, la sedimentación sólo tiene lugar en las terrazas de los ríos desde hace 2-2.5 ma y con un control tectónico evidente (Capote y De Vicente, 1989). Este levantamiento se ha cuantificado entre 150-200 m en el E (Janssen et al. 1993) y de alrededor de 500 m en el centro peninsular (Andeweg, 2002) (fig. 7.8c).

7.5.1 Tectónica activa y sismotectónica del antepaís Ibérico

G. De Vicente, J. Giner, A. Muñoz Martín, D. Stich y J. Morales

El proceso de deformación intraplaca de la Península Ibérica continúa hoy en día con las mismas pautas que las descritas, en todas las Cuencas y Cadenas, para el Mioceno superior-Plioceno. La persistencia del acortamiento NO-SE (y N-S en el borde septentrional), la gran cantidad de estructuras (fallas) favorablemente orientadas para moverse bajo este campo de esfuerzos, unidas a unas bajas tasas de deformación, producen una sismicidad (fig. 7.27) en el antepaís ibérico con las siguientes características:

1) Una distribución muy irregular de la actividad sísmica en cortos intervalos de tiempo que, sin embargo, produce una deformación regular (distribuida) en periodos mayores (geológicos).

- 2) Una menor predictibilidad en la localización del proceso de deformación, respecto a otras zonas con límites bien definidos, y por lo tanto de los posibles eventos sísmicos más inmediatos.
- 3) Aparición de estructuras resonantes, que pueden estar muy alejadas entre si (Antón, 2003).
- 4) Unas pautas muy congruentes, entre el patrón de fracturación y la distribución epicentral, que indican la necesidad de cartografías muy de detalle para poder construir un mapa de fallas potencialmente activas realista (CSN, 2004).
- 5) En el O peninsular, las alineaciones epicentrales coinciden con el patrón de fallas activo durante la mayor parte de las deformaciones cenozoicas. En la zona oriental predominan las alineaciones NO-SE que parecen ser muy recientes (Plio-Cuaternario).

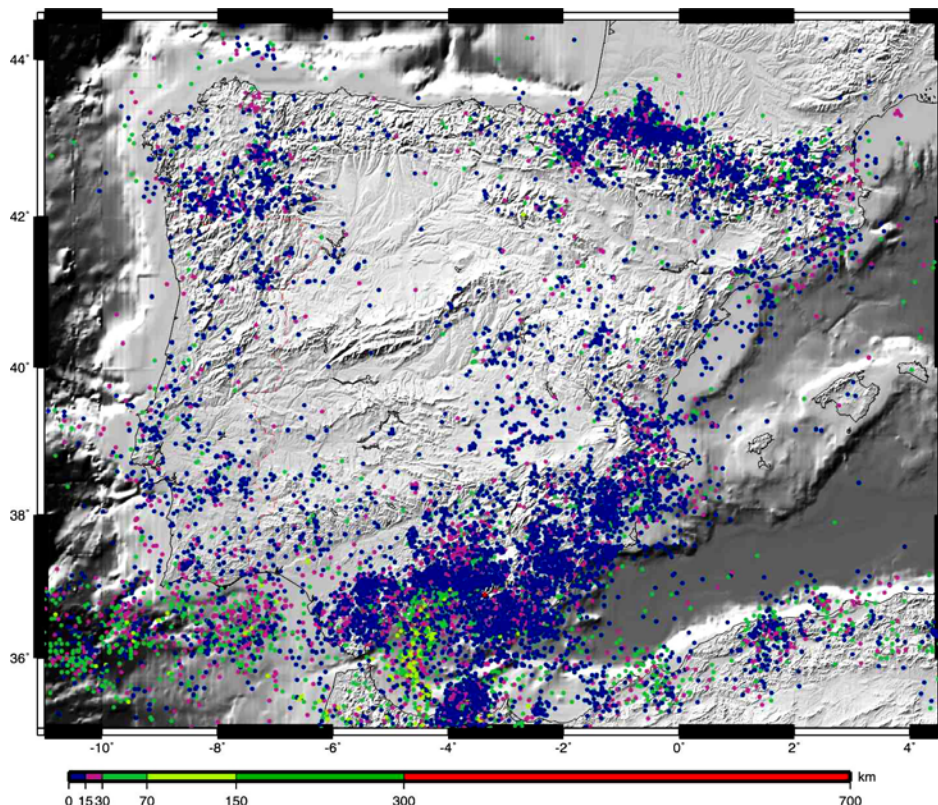


Figura 7.27
Distribución de epicentros de terremotos en la Península Ibérica

Los análisis de mecanismos focales de terremotos y de fallas recientes (CSN, 1996. Herraiz et al. 2000. Stich et al. 2003), muestran una gran variedad en los tipos de fallas activos, lo que resulta congruente con un campo de esfuerzos regional de tipo desgarre, común en las zonas de antepaís (fig.7.28a,b,c,d). Así, serían activas fallas inversas (cabalgamientos) NE-SO, los desgarres dextrorsos ESE, los sinestrosos NNO y las fallas normales NO-SE. En cualquier caso, la inversión de esfuerzos arroja resultados promedio de los tensores activos próximos a extensión uniaxial, ya que parecen más abundantes las fallas normales que las inversas.

Otra complejidad añadida resulta de los procesos extensionales ligados a flexiones anticlinales del basamento y/o de la Corteza Superior, que pueden producir campos de fallas normales NE-SO, como las del Henares, del Tajuña y del Jarama en la Cuenca de Madrid, con soluciones tensoriales que indican extensión NO-SE y claras evidencias paleosísmicas (dos eventos importantes en los últimos 350.000 años) (Giner, 1996). La sismicidad instrumental dibuja una clara concentración de epicentros asociables a estas estructuras (fig.7.27).

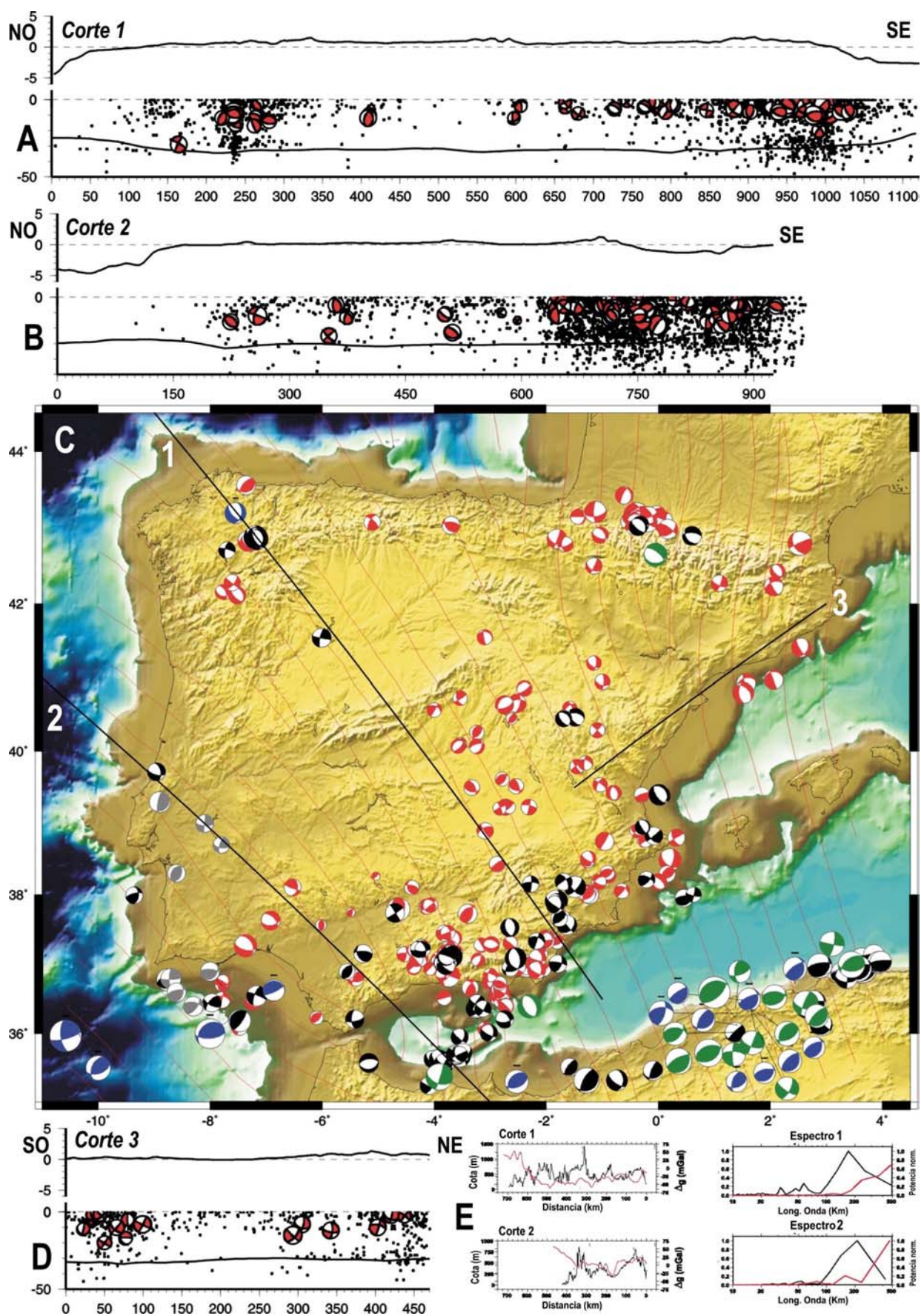


Figura 7.28
Mecanismos focales y trayectorias de sh_{max}

En la Cadena Ibérica, el Surco de Valencia y en la Cadena Costera Catalana, sólo se conocen mecanismos focales de tipo normal subparalelos a las directrices Ibéricas (NO-SE), que indican una máxima extensión horizontal NE-SO (“bética”) ortogonal al proceso de *rift* en el Surco de Valencia durante el Mioceno inferior. Los tensores activos calculados indican una clara extensión triaxial, por lo que pueden también moverse fallas normales NE-SO, como la falla de El Camp en la Cadena Costera Catalana, que muestra la ocurrencia de tres sismos importantes en los últimos 125.000 años (Masana et al. 2001). Es de destacar la ausencia de terremotos instrumentales que se relacionen con esta estructura. La sismicidad en el sector SE de la Cadena Ibérica aparece claramente alineada según direcciones NO-SE que incluso atraviesan la Fosa de Teruel. Los mecanismos focales indican también, el movimiento de fallas normales NO-SE (Stich et al., 2003). Alineaciones similares se aprecian en el límite Cadena Ibérica-Cuenca de Madrid y en la Llanura Manchega.

Entre el Sistema Central y Sierra Morena aparece una sismicidad muy difusa que, hacia occidente, se concentra al S de la Cuenca de Badajoz (fig.7.27). Al N de Sevilla se dibuja una clara alineación a lo largo de la *falla de Zúñiga* de dirección NNO-SSE a NO-SE. El borde S de Sierra Morena representa el límite de esta sismicidad. Según estudios microtectónicos (Herraiz et al. 2000), el estado de esfuerzos sería aquí netamente compresivo, activando fallas inversas subparalelas al contacto Cuenca del Guadalquivir-Sierra Morena.

En contraste, la Cuenca del Duero muestra la menor actividad sísmica de todo el Antepaís Ibérico. Es también, la zona menos deformada durante las compresiones cenozoicas, gracias a la transferencia de la deformación en el borde N hacia el Sistema Central (en sus tramos español y portugués) a lo largo del sistema de fallas de Vilarisa (ver 7.4).

El sistema de fallas de Vilarisa-Braganza, de Regua Verín y del Eo tienen una clara actividad neotectónica (Cabral y Ribeiro, 1988) y alineaciones epicentrales muy evidentes que se aprecian en toda la fachada atlántica. De entre estas alineaciones cabe señalar la que aparece a lo largo de la sierra de Montejunto, sobre todo en su contacto con la cuenca de Leiría, también con evidencias de actividad neotectónica (Curtis, 1999).

El cabalgamiento S de la Sierra de Gata (la falla de Ponsul) muestra también actividad cuaternaria (Dias y Cabral, 1989) sin actividad sísmica instrumental.

Así, son ya abundantes las evidencias de actividad paleosísmica muy reciente (menos de 5 ma) en muchos sectores del Antepaís Ibérico, tanto en zonas en las que la actividad sísmica instrumental o histórica ha sido muy baja, como en otras en la que esta ha sido moderada.

BIBLIOGRAFÍA

- Alcalá, L.; Alonso-Zarza, A.M.; Alvarez Sierra, M.A.; Azanza, B.; Calvo, J.P.; Cañaveras, J.C.; Van Dam, J.A.; Garcés, M.; Krijgsman, W.; Van der Meulen, A.J.; Morales, J.; Peláez-Campomanes, P.; Pérez González, A. Sánchez Moral, S.; Sancho, R. y Sanz Rubio, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **13**(2): 323-343.
- [Alonso, J.L.](#), [Álvarez-Marrón, J.](#), [Aller, J.](#), [Bastida, F.](#), [Farias, P.](#), [Marcos, A.](#), [Marquinez, J.](#), [Pérez-Estaún, A.](#), [Pulgar, J.A.](#) (1992). Estructura de la zona cantábrica. Structure of the Cantabrian zone. Universidad de Extremadura, Badajoz, España.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000): Palustrine sedimentation in a episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **160**: 1-21.
- [Álvarez de Buergo, E.](#), [Meléndez Hevia, F.](#) (1994). Características generales de las subcuencas del margen peninsular mediterráneo ("rift" del surco de Valencia). General characteristics of the sub-basins in the Mediterranean peninsular margin; Valencia Trough "rift". *Acta Geológica Hispánica*, vol.**29**, no.1, pp.67-79.
- Álvarez, J. Muñoz, A., Carbó, A., De Vicente, G. y Llanes, P. (2002): "Mapa de anomalías isostáticas residuales de la Península Ibérica". *Proceedings 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, **1**, 221-224.
- [Álvaro, M.](#), [Capote, R.](#) (1973). Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). The minor structures in Jurassic limestones of a Sierra de Altomira Anticline, Cuenca, Spain. *Estudios Geológicos* (Madrid), vol.**29**, no.5, pp.467-478.
- Álvaro, M., Capote, R., y Vegas, R., (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena celtibérica *Acta Geológica Hispánica*, **14**, Hom. L. Solé Sabarís 172-177
- [Anadón, P.](#), [Colombo, F.](#), [Esteban, M.](#), [Marzo, M.](#), [Robles, S.](#), [Santanach, P.](#), [Sole i SAGRANES, L.I.](#) (1979). Evolucion tectonoestratigráfica de los Catalanides. Tectonostratigraphic evolution of the Catalanian Ranges. *Acta Geologica Hispanica*, vol.**14**, pp.242-270.
- Anadón, P. y Moissenet, E. (1996): Neogene basins in the Eastern Iberian Range. In P. F. Friend and C. J. Dabrio (eds.): *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge Univ. Press., Cambridge: 68-76.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerá, J., Santanach, P. (1985). Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. *Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, vol.**37**, pp.303-318.
- Andeweg, B., (2002). Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields. PhD Vrije, Amsterdam, 178 pp.
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloething, S., Giner, J. and Muñoz Martín, A., (1999). Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, **305**, pp. 153-164
- Antón, L (2003). *Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca : El Domo de Tormes*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 197 pp.
- Ardizzone, J., Mezcuá, J. y Socías, I. (1989) Mapa Aeromagnético de España Peninsular. 7MOPU. 29 pp.
- Argand, E. (1922). La Tectonique de l'Asie. *C.R. 13 Congrès Géol. Int. Bruselas*, p 171- 372.
- [Argus, D. F.](#), [Demets, C.](#), [Gordon, R. G.](#), [Stein, S.](#), [Woods, D.](#) (1986). Plate motions between the North American, African, and Eurasian plates over the past 10 Ma. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **67**, no.44, pp.1199.
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la cuenca del Ebro*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza: 650 p.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (1997): El sistema de fallas normales de Las Bárdenas (Navarra) en el marco evolutivo del campo de esfuerzos neógeno. In: J.P. Calvo and J. Morales, eds., *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico* : 29-32.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (1998): Reliability of paleostress analysis from fault striations in near multidirectional extension stress fields. Example from the Ebro Basin, Spain. *Journal of Structural Geology*, **20** (7): 827-840.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (2001): Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, **23**(3-4): 297-313.

- Arribas, J., Arribas, M E. (1991). Petrographic evidence of different provenance in two alluvial fan systems (Palaeogene of the northern Tajo Basin, Spain). *Geological Society Special Publications*, vol. **57**, pp.263-271.
- Banda, E. (1988) Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Int.*, 51: 222-225.
- Banda, E., Gallart, J.; Dañobeitia, J.J.; y Makris, J. (1993) Lateral variations of the crust in the Iberian Peninsula; new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221: 53-66.
- [Banks, C. J.](#), Warburton, J. (1991). Mid-crustal detachment in the Betic System of Southeast Spain. *Tectonophysics*, vol. **191**, no.3-4, pp.275-289.
- [Baranov, V.](#), [Naudy, H.](#) (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, **29**, no.1, pp.67-79.
- [Bergamin, J F](#); [Carbó, A](#) (1986). Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del area Centroiberica, basados en anomalías gravimétricas. *Estudios Geológicos* (Madrid), **42**, no.2-3, pp.143-146.
- [Birot, P.](#), [Solé Sabaris, L.](#) (1954). Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la peninsule iberique. Memoires et Documents - Centre de Recherches et Documentation Cartographiques et Geographiques, vol. **4**, pp.7-61.
- [Buforn, E.](#), [Udias, A](#); [Colombas, M A](#) (1988). Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, vol. **152**, no.1-2, pp.89-118.
- [Burov, E.](#), [Cloetingh, S.](#) (1997) Erosion and rift dynamics; new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**, no.1-2, pp.7-26.
- [Burov, E.](#), [Diament, M.](#) Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology* (Boulder), **24**, no.5, pp.419-422, May 1996.
- [Burov, E.](#), [Poliakov, A](#) (2001). Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution; verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Journal of Geophysical Research*, **B**, Solid Earth and Planets, vol. **106**, no.8, pp.16,461-16,481.
- Burov, E.B. y Diament, M. (1995) The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere; What does it really mean? *J. Geophys. Res.*, 100: 3905-3927.
- [Cabral, J](#) (1996). An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, vol. **8**, no.2, pp.285-303.
- [Cabral, J.](#), [Riberio, A](#) (1989). Incipient subduction along West-Iberia continental margin. International Geological Congress, Abstracts--Congres Geologique Internationale, Resumes, vol. **28**, Vol. 1, pp.1.223.
- [Cabrera Pérez, L](#) (1981). Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Valles-Penedés (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geologica Hispánica*, vol. **16**, no.3, pp.163-169.
- [Calvo, J P](#), [Daams, R](#); [Morales, J](#); [Lopez Martinez, N](#) (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, **6**, no.3-4, pp.29-40
- [Calvo, J P](#), [Jones, B F](#); [Bustillo, M.](#), [Fort, R.](#), [Alonso Zarza, A M](#); [Kendall, C.](#) (1995). Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain. *Chemical Geology*, vol. **123**, no.1-4, pp.173-191.
- [Capote, R.](#), [De Vicente, G](#); [González Casado, J M](#) (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el sistema central Español, SCE. *Geogaceta*, vol. **7**, pp.20-21.
- Capote, R., Gutiérrez, M.; Hernández, A. y Olivé, A. (1981): Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Sevilla: 245-257.
- Capote, R., Muñoz, J.A.; Simón, J.L.; Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the betic Cordillera. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *Geology of Spain*. Geological Society of London, London: 385-397.
- Capote, R., Villamar, P. y Tsige, M. (1996). La tectónica alpina de la Falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, **20** (4): 921-924.
- [Casas Sainz, A M](#), [Pitarch Archelos, J E](#); [Roman Berdiel, T.](#) (1995). La fracturación terciaria en la formación de Arnedo (cuenca del Ebro, La Rioja); consecuencias geotécnicas. *Zubia*, **13**, pp.9-32.
- [Casas Sainz, A M.](#) (1993). Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (northern Spain). *Geodinamica Acta*, vol. **6**, no.3, pp.202-216.
- [Casas Sainz, A M](#); [Gil Pena, I](#); [Simón Gómez, J L](#) (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas; sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos* (Madrid), vol. **46**, no.5-6, pp.385-398.

- [Casas-Sainz, A. M.](#), [Gil-Imaz, A.](#) (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, vol. **86**, no.4, pp.802-818.
- [Casas-Sainz, A. M.](#), [Cortes-Gracia, A. L.](#); Maestro-González, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, vol. **19**, no.2, pp.258-289.
- Clavell, E., and Berástegui, X., (1991), Petroleum Geology of the Gulf of Valencia. In: Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbon, Spencer, A.M. (ed.), Oxford University Press, Oxford, 355-368.
- Cloetingh, S., [Catalano, R.](#), D'Argenio, B., [Sassi, W.](#), [Horvath, F.](#), (1999). Basin dynamics and basin fill; models and constraints *Tectonophysics*, **315**, no.1-4, pp.1-13
- [Cloetingh, S. A. P. L.](#), [Burov, E.](#), [Beekman, F.](#), [Andeweg, B.](#), [Andriessen, P. A. M.](#), [Garcia-Castellanos, D.](#), [de Vicente, G.](#), [Vegas, R.](#) (2002), Lithospheric folding in Iberia *Tectonics*, **21**, no.5, 26 pp.
- Cloetingh, S. y Burov, B.E. (1996) Thermomechanical structure of European continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Cloetingh, S., Burov, E.; Beekman, F.; Andeweg, B.; Andriessen, P.A.M.; Garcia-Castellanos, D. De Vicente, G. y Vegas, R. (2002) Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, vol. 21, no. 5, 1041.
- [Colomer, M.](#), [Santanach, P.](#) (1988). Estructura y evolucion del borde sur-occidental de la fosa de Calatayud-Daroca. Structure and evolution of the southwestern border of the Calatayud-Daroca Trough. *Geogaceta*, vol. **4**, pp.29-31.
- [Corchon Rodriguez, F.](#) (1974). Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara). Revista de la Universidad de Madrid (1940), vol.23, no.94-I, Tesis doctorales; curso 1973-1974, pp.202-203.
- Córdoba, D., Banda, E. and Ansorge, J., (1987). The Hercynian crust in northwestern Spain; a seismic survey. *Tectonophysics*, 132: 321-333.
- Cortés, A. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza: 409 p.
- Curtis, M.L. (1999). Structural and kinematic evolution of a Miocene to Recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. *Journal of Structural Geology*, **21**, 39-54.
- Dañoibeitia, J.J., Arguedas, M., Gallart, J., Banda, E., and Markis J., (1992), Deep crustal configuration of the Valencia Trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection profiling, *Tectonophysics*, **182**, 211-225.
- De Bruijne, C.H. (2001). Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 164 pp.
- [De Vicente, G.](#), [González Casado, J. M.](#), [Muñoz Martín, A.](#), [Giner, J. L.](#), and Rodríguez Pascua, M.A. (1996 c). Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin, in *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, vol. **6**, *World and Regional Geology*, edited by Friend, P.F. and Dabrio, C.J. pp 263-267, Cambridge University Press.
- [De Vicente, G.](#), [Herraiz, M.](#), [Giner, J. L.](#), [Lindo, R.](#), [Cabanas, L.](#), [Ramírez, M.](#) (1996 d). Características de los esfuerzos activos interplaca en la Península Ibérica. Characteristics of active interplate stresses in the Iberian Peninsula. *Geogaceta*, vol. **20**, no.4, pp.909-912.
- [De Vicente, G.](#), Martín Velásquez, S., Rodríguez Pascua, M.A. Muñoz Martín, A., Arcilla, M., Andeweg, B. (2000). Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica. *Geotemas*, **1** (1), 95-98.
- De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991). Deformación alpina en el Sistema Central español. In: G. De Vicente y J.M. González Casado (eds.); *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central español*. III Reunión Com. Tectónica Soc. Geol. España, Guadalajara.
- De Vicente, G., (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 317 pp.
- De Vicente, G., Calvo, J.P., and Muñoz Martín, A. (1996 a). Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin, in *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, vol. **6**, *World and Regional Geology*, edited by Friend, P.F. and Dabrio, C.J. pp 268-271, Cambridge University Press.
- [De Vicente, G.](#), [Giner, J. L.](#), [Muñoz Martín, A.](#), [González Casado, J. M.](#), [Lindo, R.](#) (1996 b). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, vol. **266**, no.1-4, pp.405-424.
- [Dewey, J. F.](#), [Helman, M. L.](#), [Turco, E.](#), [Hutton, D. H. W.](#), [Knot, S. D.](#) (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society Special Publications*, vol. **45**, pp.265-283.
- [Dias, R. P.](#), [Cabral, J.](#) (1989). Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Comunicacoes dos Servicos Geologicos de Portugal*, vol. **75**, pp.3-28.

- Engelder, T. (1993). Stress regimes in the lithosphere. Princeton Univ. Press, Princeton, NJ, United States (USA).
- ENRESA. Mapa Gravimétrico del Macizo Hercínico.**
- ESCI, Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica, P. Santanach (editor), (1997). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 8 (4) - 1995. 543 pp.
- Fernández Casals, M.J. (1976). Estudio meso y microtectónico de la zona de transito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España). Tesis Doctoral.
- Fontboté, J.M., Guimerá, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., y Fernández-Ortigosa, F., (1990), The cenozoic evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean), *Rev. Soc. Geol. España*, **3**, 249-259.
- [Galindo-Zaldívar, J.](#), [Gonzalez-Lodeiro, F.](#), [Jabaloy, A.](#) (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, vol.**227**, no.1-4, pp.105-126.
- [Gallastegui, J.](#), [Pulgar, J A.](#), [Gallart, J](#) (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, vol.**21**, no.4, 14 pp.
- Garcés, M., Krijgsman, W.; Van Dam, J.; Calvo, J.P.; Alcalá, L. y Alonso-Zarza, A.M. (1997): Late Miocene alluvial sediments from the Teruel area: Magnetostratigraphy, magnetic susceptibility, and facies organization. *Acta Geológica Hispánica*, 32(3-4): 171-184.
- García-Castellanos, D., M. Fernández, and M. Torne (2002) Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain), *Tectonics*, 21(3), 1018.
- [Gil Toja, A.](#), [Jimenez Ontiveros, P.](#), [Seara Valero, J R](#) (1985). Cuarta fase de deformación Hercinica en la zona centroiberica del macizo Hesperico. Fourth phase of Hercynian deformation in the central Iberian region of the Hesperian Massif. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, vol.**9**, pp.91-103.
- Giner, J.L. (1996). *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 268 pp.
- [Göelke, M.](#), [Coblentz, D.](#) (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, vol.**266**, no.1-4, pp.11-24.
- Gómez Ortiz, D. (2001). *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 352 pp.
- [González Casado, J M](#) (1986). Orientación óptica del cuarzo en relación con la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central español). Optical orientation of quartz in relation to the Berzosa-Honrubia shear zone; Spanish Central System. *Estudios Geológicos* (Madrid), vol.**42**, no.6, pp.433-438.
- [González Lodeiro, F](#) (1981). La estructura del anticlinorio de Ollo de Sapo en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del sistema Central Español). The structure of the Ollo de Sapo Anticlinorium in Hiendelaencina, eastern extremity of Central Spanish System. Univ. Complutense, Dep. Petrol., Madrid, España.
- [Goula, X.](#), [Olivera, C.](#), [Fleta, J.](#), [Grellet, B.](#), [Lindo, R.](#), [Rivera, L A.](#), [Cisternas, A.](#), [Carbon, D](#) (1999). Present and Recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, vol.**308**, no.4, pp.487-502.
- [Gracia Prieto, F J](#), [Gutiérrez Elorza, M.](#), [Leranz Isturiz, B](#) (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Iberica. Neogene erosion surfaces in the central Iberian Cordillera. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol.**1**, no.1-2, pp.135-142.
- Gracia, F.J. y Simón, J.L. (1986): El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (Provs. de Navarra y Zaragoza). *Boletín Geológico y Minero*, 97: 693-703.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Lerános, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 135-142.
- Granja, H. M. (1999). Evidence for late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climate control in the coastal zone of northwest Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, vol.**77**, no.3-4, pp.233-245.
- [Grimison, N. L.](#), [Chen, Wang-Ping](#) (1986). Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar region and the southern termination of the African-Somalian plate boundary. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, vol.**67**, no.44, pp.1105.
- [Grüenthal, G.](#), [Stromeier, D](#) (1992). The Recent crustal stress field in Central Europe; trajectories and finite element modelling. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, vol.**97**, no.8, pp.11,805-11,820.
- [Guimerá, J](#) (1990). Formación de una cubeta sinclinal en un contexto extensivo; la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel). Formation of a shallow basin in an extensional setting; the Miocene Rubielos de Mora Basin, Teruel. *Geogaceta*, vol.**8**, pp.33-35.

- [Guimerá, J.](#), [Álvarez, M.](#) (1990). Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne iberique et la Chaîne cotiere catalane (Espagne). Structure and evolution of alpine compression in the Iberian Range and the coastal Catalan Range, Spain. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, Huitieme Serie, vol.6, no.2, pp.339-348.
- [Guimerá, J.](#), [González, A.](#) (1998). El relieve de la cadena iberica como un producto de la compresión alpina. The relief of the Iberian Chain as a product of alpine compression. *Geogaceta*, vol.24, pp.163-166.
- [Guimerá, J.](#), [Ortuño, F.](#); [Carrera, J.](#) (1996). A new method to monitor seepages during tunnel construction. *Geogaceta*, vol.20, no.6, pp.1358-1360.
- [Guimerá, J.](#) (1987). Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica Centro-Oriental; la cuenca neógena inferior del Mijares, Teruel-Castellon. Late compression in the east-central Iberian Cordillera; lower Neogene basin of Mijares, Teruel-Castellón. *Estudios Geologicos* (Madrid), vol.43, no.1-2, pp.63-69.
- [Guimerà, J.](#) (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona: 600 p.
- [Guimerá, J.](#), [Alonso, A.](#), [Más, J. R.](#) (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust; the Cameros Basin (N. Spain). *Geological Society Special Publications*, vol.88, pp.433-453.
- [Hancock, P. L.](#) (1991). Determining contemporary stress directions from neotectonic joint systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, vol.337, no.1645, pp.29-40.
- Hancock, P.L. (1991): Determining contemporary stress directions from neotectonic joint system. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A337: 29-40
- Hansen, D.L., Nielsen S.B. (2003). Why rifts invert in compression. *Tectonophysics*, 373; 5-24.
- Hayford, J. F. y Bowie, W. (1912). The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. *U.S. Coast Geod. Surv. Spec. Publ.*, 10, 132pp.
- Heiskanen, W. A. y Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*. 364pp. W. H. Freeman, New York.
- [Herraiz, M.](#), [De Vicente, G.](#); [Lindo, R.](#); [Sánchez Cabañero, J. G.](#) (1996). Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (southern Spain); constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit. *Tectonophysics*, vol.266, no.1-4, pp.425-442.
- [Herraiz, M.](#), [De Vicente, G.](#); [Lindo-Naupari, R.](#); [Giner, J.](#); [Simón, J. L.](#); [González-Casado, J. M.](#); [Vadillo, O.](#); [Rodríguez-Pascua, M. A.](#); [Cicuendez, J. I.](#); [Casas, A.](#); [Cabanias, L.](#); [Rincón, P.](#); [Cortes, A. L.](#); [Ramírez, M.](#); [Lucini, M.](#) (2000). The Recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, vol.19, no.4, pp.762-786.
- [Hindson, R.](#), [Andrade, C.](#); [Parish, R.](#) (1999). A microfaunal and sedimentary record of environmental change within the late Holocene sediments of Boca do Rio (Algarve, Portugal). *Geologie en Mijnbouw*, vol.77, no.3-4, pp.311-321.
- ILIHA DSS Group (1993) A deep seismic sounding investigation of the lithospheric heterogeneity beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 35-51.
- [Jabaloy, A.](#), [Galindo-Zaldivar, J.](#); [Gonzalez-Lodeiro, F.](#) (2002). Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, vol.357, no.1-4, pp.159-186.
- Jachens, R. C., Simpson, R. W.; Blakely, R. J.; Saltus, R. W. (1989). Isostatic residual gravity and crustal geology of the United States. *Geological Society of America Memoir*, 172, 405-424.
- [Janssen, M. E.](#), [Torné, M.](#); [Cloetingh, S.](#); [Banda, E.](#) (1993). Pliocene uplift of the eastern Iberian margin; inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.119, no.4, pp.585-597.
- [Juliá, R.](#), [Santanach, P.](#) (1983). Las fosas Neógenas del litoral catalán. Neogene basins of the Catalanian litoral. Libro Jubilar J.M. Ríos; Geología de España, I.G.M.E.
- [Julivert, M.](#), [Fontboté, J. M.](#); [Riveiro, A.](#); [Conde, L.](#) (1972). Mapa tectónico de la península Iberica y Baleares, escala 1:4.000.000. Tectonic map of the Iberian Peninsula and Balearic Islands, scale 1:4,000,000. Spain, Inst. Geol. Min.
- Jurado, M.J., Müller, B. (1997). Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia; new results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, vol.282, no.1-4, pp.99-115
- Karner, G. D. and Watts, A. B. (1983). Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88, B12, 10449-10477.
- [Kıratzi, A. A.](#), [Papazachos, C. B.](#) (1995). Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, vol.243, no.1-2, pp.1-24.
- Liesa, C.L. (1999): *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza: 765 p.
- Mandelbrot, B.B., (1983). The fractal geometry of nature. W.H. Freeman and Compny. 460pp.

- [Martín Velázquez, S.](#), [De Vicente, G.](#), [Rodríguez Pascua, M. A.](#) (1996). Determinación de campos regionales de esfuerzo en el prebético de Albacete. Determination of regional stress fields in the Prebetics of Albacete. *Geogaceta*, vol. **20**, no. 4, pp. 774-777.
- Marzán Blas, I. (2000) *Régimen térmico en la Península Ibérica. Estructura litosférica a través del Macizo Ibérico y el Margen Sur-Portugués*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona: 192 pp.
- [Masana, E.](#), [Villamarín, J. A.](#); Sánchez-Cabañero, J., [Plaza, J.](#), [Santanach, P.](#) (2001). Seismogenic faulting in an area of low seismic activity; paleoseismicity of the El Camp Fault (northeast Spain). *Geologie en Mijnbouw. Netherlands Journal of Geosciences*, vol. **80**, no. 3-4, pp. 229-241.
- Mattauer, M. (1973): *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Ed. Hermann, Paris, 493 p.
- Medialdea, T., Vázquez J.T., Vegas, R. (1994) Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geológica Hispánica* **29**, 2-4.
- Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996). *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica e Islas Baleares*. Inst. Geográfico Nacional. 7 pp.
- [Müeller, B.](#), [Zoback, M. L.](#), [Fuchs, K.](#), [Mastin, L. G.](#), [Gregersen, S.](#), [Pavoni, N.](#), [Stephansson, O.](#), [Ljunggren, C.](#) (1992). Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, vol. **97**, no. 8, pp. 11,783-11,803.
- Muñoz Martín, A. (1997). *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 331 pp.
- Muñoz Martín, A., y De Vicente, G., (1998). Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, **11**, no. 1-2, 57-70.
- [Muñoz-Jiménez, A.](#), [Casas Sainz, A. M.](#) (1997). The Rioja Trough (N Spain); tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, vol. **9**, no. 1, pp. 65-85.
- Paulssen, H. y Visser, J. (1993) The crustal structure in Iberia inferred from P-wave coda. *Tectonophysics*, 221: 111-123.;
- Pedreira, D., Pulgar, J.A.; J. Gallart y Díaz, J. (2003) seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108, B4, 2204.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M.; Ibáñez, M.J.; Lozano, M.V.; Rodríguez, J.; Sánchez, M.; Simón, J.L. Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel: 149 p. y 1 mapa.
- [Perucha, M. A.](#), [Muñoz Martín, A.](#), [Tejero, R.](#), [Bergamín, J. F.](#) (1995). Estudio de una transversal entre la cuenca de Madrid y la cordillera Iberica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, vol. **18**, pp. 15-18.
- Pinheiro, L.M., Whitsmarsh, R.B. y Miles, P.R. (1992) The ocean – continent boundary off the western continental margin of Iberia, II, Crustal structure of the Tagus byssal Plain. *Geophys. J. Int.*, 109: 106-124.
- Proyecto PRIOR (2004). Análisis de Fallas de Primer Orden. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, xxxxx.
- Proyecto SIGMA (1998). Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, 10.1998, 239 pp.
- [Querol, R.](#) (1987) Recursos petrolíferos y de gas natural en Cataluña. Oil and natural gas resources of Catalonia. Primer congreso de la minería en Catalunya, Barcelona, Spain,
- Querol, R. (1989) *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 48 pp.
- [Rebañ, S.](#), [Philip, H.](#), [Taboada, A.](#) (1992). Modern tectonic stress field in the Mediterranean region; evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophysical Journal International*, vol. **110**, no. 1, pp. 106-140.
- [Ribeiro, A.](#), [Cabral, J.](#), [Baptista, R.](#), [Matias, I.](#) (1996). Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, vol. **15**, no. 3, pp. 641-659.
- [Rincón, P. J.](#), [Vegas, R.](#) (1996). Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales. Neotectonics in the Castellano foreland of eastern Betic Cordillera. *Geogaceta*, vol. **20**, no. 4, pp. 929-931.
- Roca, E. (2001), The Northwest-Mediterranean basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. In Peri-Tethys Memoir, IGCP 369. Peri Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive margins, Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robeertson, A. F. H. and Crasquin-Soleau, S. (eds), Mem. Mus. Nal. Hist. Natur., Paris, 671-706

- Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, **203**: 203-218.
- Roca, E., (1996), La evolución geodinámica de la Cuenca Catalana-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geol. Hisp.*, **29**, 3-25.
- [Roca, E.](#), [Guimerà, J.](#) (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin; structural constraints on the crustal evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, vol.**203**, no.1-4, pp.203-218.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M. (1999). Oligocene to middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, vol.**315**, no.1-4, pp.209-233.
- [Rodríguez Pascua, M A](#) (1998). Paleosismicidad en emplazamientos nucleares; estudio en relación con el calculo de la peligrosidad sísmica. Paleoseismicity in nuclear site locations; study on seismic hazard calculation. CSN, Madrid, España.
- [Rodríguez Pascua, M A.](#), [De Vicente, G.](#), [González Casado, J M](#) (1994). Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona el alto Tajo (Guadalajara). Kinematics and dynamics of deformations in the upper Tagus area, Guadalajara. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, vol.**19**, pp.163-174.
- Rodríguez Vidal, J, Díaz del Olmo, F. (1994). Macizo Hespérico Meridional; en Geomorfología de España, edición coordinada por M. Gutiérrez Elorza, Ed. Rueda, 526 pp.
- [Rodríguez-Pascua, M A.](#), [De Vicente, G.](#) (1998). Analisis de paleoesfuerzos en cantos de depositos conglomeraticos terciarios de la cuenca de Zaorejas (rama castellana de la Cordillera Iberica). *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, **11**, no.1-2, pp.169-180.
- [Roest, W R.](#), [Srivastava, S P](#) (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, vol.**19**, no.6, pp.613-616.
- Rubio, J.C. (2003): XXX Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza: XXX p.
- [Rutigliano, P.](#), [Vespe, F.](#), [Cafaro, F.](#), [Cherubini, C](#) (1999). Space-geodetic monitoring of landslide movements using GPS techniques. International Union of Geodesy and Geophysics General Assembly = Union Geodesique et Geophysique Internationale Comptes Rendus de la ...Assemblée Generale, vol.99, Week B, pp.32.
- [Salas, R.](#), [Guimerà, J.](#) (1997). Estructura y estratigrafia secuencial de la cuenca del Maestrazgo durante la etapa de rift jurasica superior-cretacica inferior (Cordillera Iberica oriental). Structure and sequential stratigraphy of the Maestrazgo Basin during the Upper Jurassic-Lower Cretaceous rift stage, eastern Iberian Mountains. *Boletín Geológico y Minero*, vol.**108**, no.4-5, pp.393-402
- Salas, R., Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, vol.**228**, no.1-2, pp.33-55.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín Closas, C., Meléndez, A., y Alonso, A., (2001). Peri-Tethyan platforms; constraints on dynamics of rifting and basin inversion, in Pery Thetys Memoir: Peri Tethyan Rift/Wrench basins and Passive margins, vol. 186, edited by Ziegler, P.A., Cavazza, W., and Robertson, A.F.H. pp 145-185, Mem. Mus. Nal. Hist. Natur. París.
- [Sandwell, D T.](#), [Smith, W H F](#) (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **102**, no.5, pp.10,039-10,054.
- [Santanach Prat, P](#) (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminacion occidental de los relieves pirenaicos. Tertiary basins of Gallegas and the western terminus of Pyrenean relief. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, vol.19, pp.57-71.
- [Savostin, L A.](#), [Sibuet, Jean-Claude](#), [Zonenshain, Lev P](#), [Le Pichon, Xavier](#), [Roulet, Marie-Jose](#) (1986). Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, **123**, no.1-4, pp.1-35.
- [Schindler, A.](#), [Jurado, M. J.](#), [Mueller, B.](#) (1998). Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, vol.**300**, no.1-4, pp.63-77.
- [Sell, I.](#), [Poupeau, G.](#), [Casquet, C.](#), [Galindo, C.](#), [González Casado, J M](#) (1995). Exhumacion alpina del bloque morfotectonico Pedriza-La Cabrera (Sierra de Guadarrama, Sistema Central espanol); potencialidad de la termocronometria por trazas de fisión en apatitos. Alpine exhumation of the Pedriza-La Cabrera morphotectonic block (Sierra de Guadarrama, Spanish Central System); potential for thermochronometry by apatite fission tracks. *Geogaceta*, vol.**18**, pp.23-26.
- Simancas, J.F., Carbonell, R.; González Lodeiro, F.; Pérez Estaún, A.; Juhlin, C.; Ayarza, P.; Kashubin, A.; Azor, A.; Martínez, D.; Almodóvar, G.R.; Pascual, E.; Sáez, R. y Expósito, I. (2003).

- Crustal structure of the transpressional Variscan origin of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22, 6: 1062.
- Simón, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 1984: 269 p.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, **69**: 21-97.
- Simón, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, **124**: 37-53.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, **11**(3): 285-294.
- Simón, J.L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. Conferencia. *Geogaceta*, **8**: 123-130.
- Simón, J.L. (2002): La fosa neógena de Alfambra-Teruel. XXXVI Curso de Geología Práctica, Universidad de Verano de Teruel: 147-158.
- Simón, J.L. y Paricio, J. (1988): Sobre la compresión neógena en la cordillera ibérica (algunas precisiones a proposito de los comentarios de J. Guimerá al trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Iberica centro-oriental: la cuenca neógena inferior de Mijares. Teruel-Castellón"). *Estudios Geológicos*, **44**: 271-283.
- Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1993): La falla de Concud (Teruel): Actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. In: I.T.G.E: *El Cuaternario de España y Portugal*, Madrid, **2**: 729-737.
- Simón, J.L.; Pérez, A. y Calvo, A. (1983): Morfogénesis y neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellón). *Estudios Geológicos*, **39**: 167-177.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C.; Blakely, R. J. (1983): "AIRYROOT: A Fortran program for calculating the gravitational attraction of an Airy isostatic root out to 166.7 Km". U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 83-833, 66pp.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C.; Blakely, R. J.; Saltus, R. W. (1986): "A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies". *Journal of Geophysical Research*, **91**, B8, 8348-8372.
- [Smith, W. H.F.](#), [Sandwell, D. T](#) (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**, no.5334, pp.1956-1962.
- [Socias, I.](#), [Mezcua, J.](#), [Lynam, J.](#), [Del Potro, R.](#) (1991). Interpretation of an aeromagnetic survey of the Spanish mainland. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**, no.1-3, pp.55-64.
- Solé Sabarís, L. (1978): Los rebordes Oriental y Meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena. In: M. de Teran *et al.*, *Geografía General de España*. Ed. Ariel, Madrid: 74-85.
- Sopeña, A (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la Provincia de Guadalajara. Permian and Triassic stratigraphy of northwestern Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*, no.5, 329 pp.
- [Srivastava, S P](#), [Roest, W R](#); [Kovacs, L C](#); [Oakey, G](#); [Levesque, S](#); [Verhoef, J](#); [Macnab, R](#) (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184**, no.3-4, pp.229-260.
- Stapel, G. (1999). The nature of isostasy in West Iberia. And its bearing on mesozoic and cenozoic regional tectonics. Tesis Doctoral. Universidad Libre de Amsterdam. 148pp.
- Staub, R. (1926). Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zurich*, **71**, 196-261.
- Stich, D., Batillo, J., Morales, J., Macía, R. Dineva, S. (2003). Source parameters of the M (sub w) = 6.1 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophysical Journal International*, vol. **155**, no.2, pp.539-546.
- [Suriñach, E.](#), [Vegas, R.](#) (1988) Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **51**, no.1-3, pp.226-234.
- [Tejero, R.](#), [Perucha, M A](#); [Rivas, A](#); [Bergamin, J F](#) (1996). Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. Gravimetric and structural models of the Central System. *Geogaceta*, **20**, no.4, pp.947-950.
- [Tejero, R.](#), [Ruiz, J.](#) (2002). Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, **350**, no.1, pp.49-62.
- Torné, M., Banda, E., and Fernández, M., (1996) The Valencia Trough: geological and geophysical constraints on basin formation model. In: P.A. Ziegler and F. Horvath (eds.), Peri-Tethys memoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and Forelands. Mem. Mus. Natn. Hist. Nat., **170**, 103-128.
- Van der Beek, P.A. y Cloetingh, S. (1992) Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras, *Tectonophysics*, **203**: 325-344.

- Van Wees, J.D., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1995) The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*, P.G. Buchanan & D.A. Nieuwland (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **99**: 297-320.
- Vázquez J.T., Medialdea, T., Vegas, R. (1994) El sistema NW-SE de Fosas de Rosas y Bagur (Margen continental noroccidental de España) *Geogaceta* **14**: 21-23.
- Vegas, R. (1992), The Valencia Trough and the origin of the western Mediterranean Basin. *Tectonophysics*, **203**, 249-261.
- [Vegas, R.](#), [Banda, E.](#) (1982). Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, vol.**2**, no.4, pp.320-343.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. Proceeding of the Symp. Evolution and tectonic of the Western Mediterranean and surrounding areas, EGS, Viena. *Inst. Geog. Nac. Special Publication*, 201: 109-128.
- Vegas, R., Rincón, P.J. (1996) Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís Bético de la provincia de Ciudad Real (España Central) *Geogaceta*, **19**, 31-34.
- Vening Meinesz, F. A. (1939). Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. *Bull. Geod.*, **63**, 711-776.
- [Vergés, J.](#), [Millán, H.](#); [Roca, E.](#); [Muñoz, J.A.](#); [Marzo, M.](#); [Cires, J.](#); [Den Bezemer, T.](#); [Zoetemeijer, R.](#); [Cloetingh, Sierd](#) (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins; pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, vol.**12**, no.8, pp.903-915.
- Viallard, P. (1989). Decollement de couverture et decollement medio-crustal dans une chaîne intraplaque; variations verticales du style tectonique des Iberides (Espagne). Cover and mid-crust decollement in an intraplate range; vertical tectonic-style variations in the Iberides, Spain. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, Huitieme Serie, vol.**5**, no.5, pp.913-918.
- [Vidal Romani, J R](#) (1989). Geomorfología granítica en Galicia (NW España). Granitic geomorphology in Galicia, northwestern Spain. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, vol.**13**, pp.89-163.
- Villena Morales, J. (1968). Nota acerca de un cabalgamiento en la region de Tierzo-Teroleja (provincia de Guadalajara). Overlap in the Tierzo-Teroleja region, Guadalajara. *Acta Geologica Hispanica*, vol.**3**, no.4, pp.81-86.
- Whitmarsh, R.B. y Miles, P.R. (1995) Models of the development of West Iberia rifted continental margin at 40 degrees 30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, **100**: 3789-3806.
- Whitmarsh, R.B., Pinheiro, L.M.; Miles, P.R.; Recq, M. y Sibuet, J.C. (1993) Thin crust at the western iberia ocean-continent transition and ophiolites. *Tectonics*, **12**: 1230-1239.
- [Zazo, C.](#), [Bardaji, T.](#); [Dabrio, C J](#); [Goy, J L](#); [Hillaire-Marcel, C](#) (1999). Record of late Pliocene and Quaternary sea-level changes in coastal settings, Southeast Spain. ITGE, Madrid, España.
- [Ziegler, P A.](#), [Roure, F](#) (1996). Architecture and petroleum systems of the Alpine Orogen and associated basins. Peri-Tethys memoir 2; Structure and prospects of Alpine basins and forelands. *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, vol.170, pp.15-45.
- [Ziegler, P A.](#), [Van Wees, Jan-Diederik](#); [Cloetingh, Sierd A P L](#) (1998). Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, vol.**300**, no.1-4, pp.103-129.
- [Ziegler, P. A](#) (1988). Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *AAPG Memoir*, **43**, 198 pp.
- [Zoback, M. Lou](#); [Zoback, M D](#); [Adams, J](#); [Assumpcao, M](#); [Bell, S](#); [Bergman, E A](#); [Bluening, P](#); [Brereton, N R](#); [Denham, D](#); [Ding, J](#); [Fuchs, K](#); [Gay, N](#); [Gregersen, S](#); [Gupta, H K](#); [Gvishiani, A](#); [Jacob, K](#); [Klein, R](#); [Knoll, P](#); [Magee, M](#); [Mercier, J L](#); [Mueller, B C](#); [Paquin, C](#); [Rajendran, K](#); [Stephansson, O](#); [Suarez, G](#); [Suter, M](#); [Udias, A](#); [Xu, Z H](#); [Zhizin, M](#) (1989). Global patterns of tectonic stress. *Nature* (London), vol.**341**, no.6240, pp.291-298.
- Zoback, M.L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, **97**,